

# 岩石鉱物鉱床学会誌

第四十四巻 第二号

昭和三十五年四月一日

## 研 究 報 文

- 西山陰地域の新生代玄武岩質岩類の岩石学的研究 (I) ..... 応 地 善 雄  
日高国幌満川中流の黒雲母混成岩に伴うノーライト・ハイパ  
ライト化作用 (I) ..... 浅 井 宏  
白石産石英安山岩質混成岩中の斜長石斑晶の累帯構造とその  
成因について ..... 生 出 慶 司  
山形県沖陸棚堆積物中の有機物 一現世堆積物中の有機物の  
研究 第3報 ..... 島 田 昱 郎  
滑石肺より得られた滑石結晶について ..... {八 木 健 三  
今 野 淳

## 評 論 雑 録

- 珪肺症の鉱物学的諸問題 ..... 古 賀 邦 彦

## 会 報

昭和 34 年度会計報告及び昭和 35 年度予算案, 会員動静, 会費納入の件, 投稿  
規定

## 新 紹 介 刊

Researches in Geochemistry. By Philip H. Abelson

## 抄 録

- |           |                               |       |
|-----------|-------------------------------|-------|
| 鉱物学及び結晶学  | モナズ石の比較研究                     | 外 4 件 |
| 岩石学及び火山学  | Antrim 玄武岩類についての 2・3 の観察      | 外 5 件 |
| 金 属 鉱 床 学 | Vermont, Elizabeth 鉱山の地質構造と変質 | 外 3 件 |
| 石 油 鉱 床 学 | 重鉱物分析の解釈について                  | 外 3 件 |

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

会員動静〔新入会〕 有馬繁（山形県最上郡真室川町釜淵 藤田建設 K. K. 日正出張所）大場与志男（北海道大学理学部地鉱教室），太田昌秀（北海道大学理学部地鉱教室），両角節（東京都品川区東大崎 4-160），石橋澄（愛媛大学文理学部地学教室），牛島信義（東北大学理学部岩鉱教室），宮地貞憲（九州大学教養学部地学教室），宇野達二郎（東京都杉並区高円寺 3 の 221），林宗一（秋田県鹿角郡小坂町栗平合宿）

〔転動及び転居〕 末松市松（福岡市姪浜三ヶ町 3445），谷村昭二郎（山形県最上郡真室川町釜淵日正鉱業所），島田衛（日立市宮田町本山日立鉱業所鉱山部），樹下惺（東京都千代田区大手町 1 の 4 大手町ビル内石油資源開発 K. K. 探鉱部），永田実（柏崎市市浜柏崎観光ホテル内）西沢章三郎（山口県玖珂郡美川町河山鉱業所）渡辺卓（北海道豊平町真駒内 17 真駒内団地 B12 の 2），篠田貢（札幌市大通り西 4 丁目秋銀ビル内日本鉱業札幌営業所），松田亀三（東京都杉並区天沼 3 の 693），小林直樹（愛媛県西条市大町清水星加奈米方），三輪（旧性鈴木）衛（水戸市赤塚町宮原），岡田博（仙台市長町鍋田 18），竹内英雄（鎌倉市山の内 716），木下亀城（東京都杉並区上荻窪 1 の 52），倉持文雄（東京都港区芝高浜町 10 東京都土木技術研究所），鈴木喬（倉吉市葵町原子燃料公社），関根良弘（東京都北多摩郡東村山町久米川公団住宅 15-201）

〔退会〕 自在丸新十郎，山本謙吉，

本会会員岡本要八郎氏には去る 3 月 28 日，御病気のため，84 才 2 カ月の御高令をもつて御逝去されました。本会はこの間に謹んで哀悼の意を表し，御冥福を祈ります。

日本岩石鉱物鉱床学会

## 昭和 34 年度会計報告及び昭和 35 年度予算案

### 昭和 34 年度決算

### 昭和 35 年度予算案

収入の部		支出の部	
	円		円
会費収入	419,162	事務費	86,243
正会員	356,162	備品費	11,700
購読会員	63,000	消耗品費	21,578
別刷及び増		通信費	23,607
頁代	136,557	雑費	29,358
バックナン		刊行費	565,463
バー代	11,575	会誌出版費	394,823
雑収入	10,465	別刷出版費	40,031
文部省助成金	60,000	総目録出版	64,298
30周年記念		郵送費その	
特別寄付金	60,000	他	66,311
前年度繰越金	41,626	集金費	79,613
		総会及び30周	
		年記念会費	50,521
		会議費	29,092
		繰越金	8,066
合 計	739,385	合 計	739,385

収入の部		支出の部	
	円		円
会費収入	420,000	事務費	80,000
別刷及び増		備品費	10,000
代	120,000	消耗品費	20,000
バックナンバ		通信費	20,000
一代	10,000	謝金	20,000
雑収入	10,000	雑費	10,000
文部省助成金	60,000	刊行費	525,000
前年度繰越金	8,066	会誌出版費	410,000
		別刷出版費	45,000
		郵送費その	
		他	70,000
		集金費	18,000
		総会費	10,000
		会議費	8,000
		予備費	5,066
合 計	628,066	合 計	628,066

研 究 報 文

西山陰地域の新生代玄武岩質岩類の岩石学的研究 (その 1)

——山口県見島の玄武岩類\*——

Petrological studies of the Cenozoic basaltic rocks  
from the western San-in district (1)

——Basaltic rocks from Mishima Island, Yamaguchi Pref.——

応 地 善 雄 (Yoshio Oji)\*\*

**Abstract:** Mishima Island is composed mostly of the basaltic rocks of the alkali rock series and partly of the tholeiitic basalt, which were erupted in the Miocene or Pliocene to Pleistocene. Eleven lavas of different periods which are chemically analysed, are classified into the tholeiitic basalt, picrite-basalt, trachybasalt and trachyandesite. These rocks are generally rich in MgO, and particularly its content is as high as 14.2 % in the picrite-basalt. This is the first occurrence of picrite-basalt in Japan. It is a distinct character of the rocks of this island that they devoid entirely hypersthene either as phenocryst or groundmass, though they contain abundant xenocrysts and xenolithes. Thus these rocks belong not to the calc-alkali rock series, but to the alkali rock series. This is a remarkable difference from the rocks of Iki Island, where many calc-alkali rocks are derived from the contamination of the alkali rock series, as pointed out by Dr. Aoki. This fact is interesting from the genetic consideration on the magmatic differentiation in this island, and will be discussed later.

1. 序 言

筆者は北九州及び西山陰地域に分布する新生代玄武岩質岩類の岩石学的研究をすすめてきたが、西山陰地域高山岬以西の同種岩類について、その産状、分化型式などに地域的特質があることを見出した。これらを岩石学的性質により、見島、阿武及び大津地区に分けた。最初に見島地区の玄武岩質岩類について報告する。

見島は山口県萩市に属し、同市北西約 45km の洋上にあり、東西 3km、南北 4.7km の弧島である。本島の地質についての報告は須差図幅<sup>1)</sup>のみである。筆者は昨夏、本島の地質調査を行い、その後引続いて東北大学岩鉱教室で室内実験を行った。

\* 本論文の一部は昭和 34 年 11 月岩鉱学会総会で講演

\*\* 福岡学芸大学福岡分校

1) 鈴木 敏：20 万分之 1 須差図幅，地調，1902.



この研究を行うにあたり御指導を賜った河野義礼教授、御助言をうけた千藤忠昌、植田良夫両助教授、青木謙一郎助手に深謝する。又、同大学川内分校八木健三教授よりも御教示をうけた。記して謝意を表する。尚、野外調査で御便宜を与えられた見島中学校長左野英太郎氏に感謝する。

## 2. 地 質

見島はソレアイト質岩系とアルカリ岩系火山岩、角礫凝灰岩及び海岸低地の沖積層から構成される。これらの基盤岩は露出していない。この島の火山活動の地質時代は直接には推定しえないが、上記の岩石中に含まれる石英、斜長石捕獲結晶、閃緑岩及び斑効岩質捕獲岩、又日崎、平瀬北方の粗面玄武岩中の黒色頁岩質捕獲岩の存在はこの島の基盤にこれら諸岩石の存在を推定せしめる。第1図に見島の地質図を示した。

本島の最初の火山活動は宇津西方縁に露出するソレアイト質岩系玄武岩で、厚さ 5m、下部に赤色凝灰岩をしく。この岩石の噴出時代は壱岐島<sup>1)</sup>、山口県大津郡津黄<sup>2)</sup>及び同須差町高山岬<sup>3)</sup>の同様岩石から推定して、第三紀中新世～鮮新世と考えられる。これ以後の活動はすべてアルカリ岩系に属し、本島の大部分を形成し、更新世の活動と推定される。以下それらについて早期のものから産状を略述する。

a, 角礫凝灰岩： 本岩は本村周辺の低地及びエボシ、宇津一本村間道路に沿って露出し、宇津西方ではソレアイト質岩系玄武岩を不整合におおう。厚さ約 40m、層理は比較的明瞭で、場所によって走向及び傾斜を異にする。全体として、E-W を軸とする緩い波状構造を呈する。角礫は粗面玄武岩で、最大径 1.5m、一般には拳大以下である。この礫は石英及び斜長石捕獲結晶を含む。充填物中には石英、斜長石が多い。

b, チタン輝石-橄欖石粗面玄武岩 ( $B_1$ )： 本岩は角礫凝灰岩とは断層で接し、直接他の岩石を被覆するものは見出されないが、アマメ海岸、長尾、鼻に露出するものはやや粗粒暗灰色の熔岩流で、厚さ約 10m と推定される。斑効岩質捕獲岩を含有する。

c, ピクライト玄武岩 ( $B_2$ )： 本岩は本島の北東部海岸イツモリ、アラタネに露出し、イツモリでは  $N80^\circ W, S35^\circ$  を示し、約 6m (中間に 1.5m の多孔質玄武岩を挟む) の火山礫質凝灰岩層を示し前記熔岩流を不整合に覆う。厚さ 15m と推定される。

d, 橄欖石-チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_3$ )： 本島の火山活動の大部を形成し、分布範囲は全地域にわたっている。3~10m の厚さの小規模な熔岩流と集塊岩層との累積であり、少くとも 5 枚の熔岩流が数えられる。とくに最下部の集塊岩層の発達がいちじるしく、サザキ及び観音崎はその好例である。従つて、全層厚は約 100m に達する。前記の熔岩流を 1~5m の堆積層を挟んで不整合に覆う。石英、斜長石の捕獲結晶を含み、又日崎及び平瀬北方の粗面安山岩脈に接する部分に 10~60cm のホルンヘルズ化した黒色頁岩の薄層を夾在するが、これはレンズ状に捕獲された基盤の一部であろう。

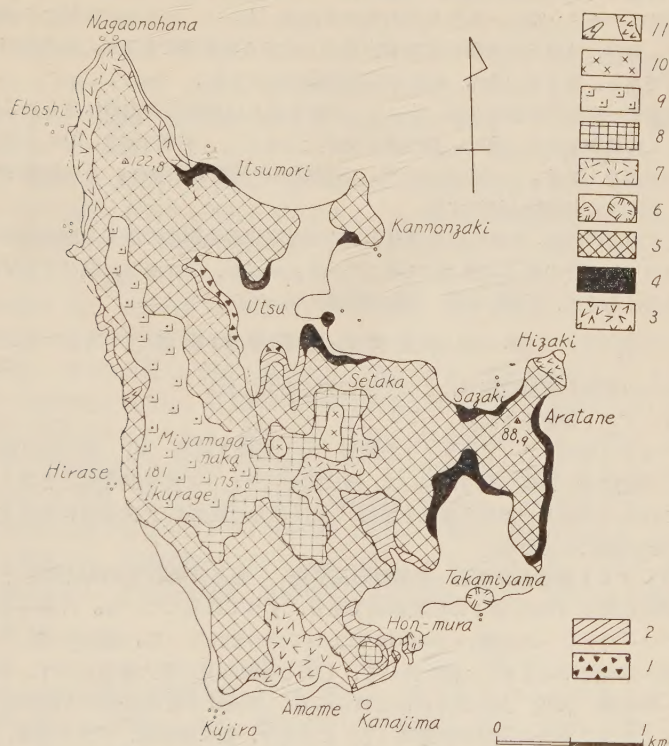
e, 橄欖石-チタン輝石粗面粗粒玄武岩 ( $B_4$ )： 本岩は本村港周辺の海岸に露出する小規模の活動で、0.2~1m、10~15m 中の小岩脈であるが、熔岩流として本村港神社懸崖に

1) 青木謙一郎：火山, 3, 1~16, 1958; Sci. Rep. Tōhoku Univ., Ser. III, 6, 261~310, 1959.

2) 山口県地質図及び広大東雲分校岡本和夫氏の私信.

3) 野島 稔：九大理研報, 1, 1, 14~38, 1941.

第 1 図 見 島 地 質 図



1. ソレライト質岩系玄武岩 2. 角礫凝灰岩 3. チタン輝石—橄欖石粗面玄武岩, ( $B_1$ ) 4. ピクライト玄武岩, ( $B_2$ ) 5. 橄欖石—チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_3$ ) 6. 橄欖石—チタン輝石粗面粗粒玄武岩 ( $B_4$ ) 7. 橄欖石—褐色角閃石—チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_5$ ) 8. 橄欖石粗面安山岩 ( $A_1$ ) 9. 橄欖石—チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_6$ ) 10. 橄欖石—チタン輝石—褐色角閃石粗面安山岩 ( $A_2$ ) 11. 黒雲母—ケルスースト角閃石粗面安山岩 ( $A_3$ )

於て前記の角礫凝灰岩層を被覆するものが認められる。いづれも暗灰色—暗緑色粗粒岩で、他の火山岩との関係は直接みられないが、その産状と岩相から略同期のものと考えられる。

f. 橄欖石—褐色角閃石—チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_5$ ) : セタカ東部及び南部山腹に露出する。本村—ミヤマガナカ旧道に厚さ 10m の露出がみられるが、直接他との関係は認められない。暗緑色、緻密、角閃石斑晶がいちじるしい。

g. 橄欖石粗面安山岩 ( $A_1$ ) : セタカ、ミヤマガナカ周辺及び本村燈台丘にみられるもので、略水平、厚さ 15m と推定される。前記の火山岩との関係は本村—ミヤマガナカ旧道及びその北方の谷で認められる。

h. 橄欖石—チタン輝石粗面玄武岩 ( $B_6$ ) : イクラゲ及びミヤマガナカを含む本島の丘陵頂部に、北々東に伸びて分布する。厚さ約 50m、前述の熔岩流との関係は、この



頂部より西海岸へ下る急崖の観察から認められるが、数枚の熔岩流の累積である。

i. 橄欖石-チタン輝石-褐色角閃石粗面安山岩 ( $A_2$ ) : セタカ山頂部に小規模の露出がある。直接には前記の橄欖石粗面安山岩の上にいる熔岩流であるが、他の岩石との関係は不明である。厚さ約 15m, 多量の石英捕獲結晶を含む。

j. 黒雲母-角閃石粗面安山岩 ( $A_3$ ) : 日崎先端及び平瀬北方海岸に見られる岩脈である。とくに前者では巾 150m, 略垂直に海中より屹立し、後者では約 10m 巾で  $E80^\circ \sim 50^\circ$  の傾斜をしめす。いずれも玄武岩、微閃緑岩の捕獲岩を含む。この粗面安山岩の迸入で、本島の火山活動は終熄する。

以上の火山岩類の他、本島には冲積層として宇津海岸墓地附近の砂丘と海岸各地の砂礫の堆積がみられ、その厚さは数 m に達している。エボシ、イツモリ、及びアマメ海岸には小規模ではあるが、NNE-SSE 方向の断層がみられる。

### 3. 火山岩類の岩石学的記載

見島の火山岩類を顕微鏡観察によつて次の如く分類した。

a. ソレアイト質岩系玄武岩

b. アルカリ岩系 i) ビクライト玄武岩 ii) 粗面玄武岩 iii) 粗面安山岩。

これらの諸熔岩の主要なものについて、構成鉱物とそれらの光学的性質とを第 1 表に示した。これらの岩石の一般的性質は竜崎島<sup>1)</sup> 及び北九州東部の玄武岩類に類似するので、以下概括的記載にとどめる。

a. ソレアイト質岩系橄欖石-普通輝石玄武岩 : 完晶質過石基質斑状構造を呈する。斑晶斜長石は長さ 1mm 以下の柱状結晶であり、すべて双晶している。外縁は石基に移化してアノソクレスの薄い mantle によつてつまれている。橄欖石は径 2mm 以下の自形~半自形であるが、c 軸に伸びて、しばしば骸晶及び湾入構造を示す。普通輝石は自形~半自形、(100) 上の双晶がみとめられる。石基は多量の斜長石と橄欖石、普通輝石、アノソクレス及び珪酸鉱物(?) よりなり、他に磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石及び黒雲母がある。橄欖石は通常緑泥石に変質し、且つ微粒の単斜輝石の反応縁を有し、b 型→c 型への移化を示す。石基普通輝石の外縁はビジオン輝石に不連続に移化する。

b. アルカリ岩系

i) ビクライト玄武岩 : 暗灰色、径 5mm 以下の橄欖石が多量みとめられる。鏡下に、斑晶として橄欖石 (径 3mm 以下) が多く、少量の輝石 (径 0.5mm 以下) がある。この輝石は淡黄色~淡紫色を呈し、弱い多色性を示す。光学的性質は竜崎島<sup>2)</sup> 及び北九州のアルカリ岩中のチタン輝石に類似する。石基は多量のチタン輝石と橄欖石、斜長石、カリ斜長石及びアノソクレスよりなり、副成分として、黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱及び燐灰石がある。この岩石は橄欖石が多量であり、且つ前記の地域のものに比して、Mg にとむことが注目される。この事は本島のアルカリ岩中橄欖石についての一般の事柄である。石基橄欖石は全くイデングサイトに變質している。

ii) 粗面玄武岩、粗面粗粒玄武岩 : 本島に於て、最も多量に分布する岩石で、完晶質過晶質斑状構造をしめす。斑晶斜長石は自形~半自形、大きさ 1mm 以下で、すべて集片双晶をなす。橄欖石、チタン輝石の一般的性質はビクライト玄武岩に同じであるが、

1), 2) 青木謙一郎 : 前出, 1958, 1959.

両者の量的割合はことなる。角閃石は長さ 3mm 以下の柱状自形を呈し、オパサイト反応縁を有する。本邦のアルカリ岩に普通<sup>1)</sup>であるケルスート角閃石に比して、多色性弱く ( $X=\text{light colored}$ ,  $Y=\text{light yellowish, brown}$ ,  $Z=\text{light yellowish green}$ ), 屈折率 ( $\beta=1.680\sim1.688$ ) も低い。北九州福岡地区のものも同様である。(100) 上の双晶が普通である。石基は一般に細粒であるが、粗粒玄武岩ではサブオフィテック構造をしめす。斜長石、カリ斜長石、アノーツクレーズ、チタン輝石、橄欖石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、黒雲母及び沸石からなる。一般に斜長石、石英捕獲結晶を含み、後述する本島の平均成分変化曲線の経路から外れるものがある。又、斑紋岩質捕獲岩を含むものがある。

iii) 粗面安山岩：粗面安山岩に属するものは IIIb 型、IXc 型及び日崎の岩脈をなすものである。一般に斜長石がやや Na にとみ、且つ有色鉱物が少い。前の 2 つは完晶質斑状構造を呈し、斑晶斜長石、橄欖石、チタン輝石、褐色角閃石はいづれもその産状と光学的性質は粗面玄武岩のものに類似する。IXc 型のもは多量の石英捕獲結晶を含み、外観暗緑色～暗灰色を呈し、所謂石英玄武岩に酷似するが、紫蘇輝石を欠き、カルグアルカリ岩への転移を示さない。石基鉱物も粗面玄武岩と同様である。日崎のものは優白質で、角閃石斑晶がみとめられる。鏡下では、斑晶として少量の斜長石、角閃石、黒雲母がある。この角閃石は長さ 3mm の柱状結晶で、オパサイト反応縁を有する。屈折率、( $\beta=1.690\sim1.708$ ), 多色性 ( $X=\text{light yellowish brown}$ ,  $Y=Z=\text{brown}$ ) その他の光学的性質は壱岐や島後のアルカリ岩中のケルスート角閃石に類似するので、ケルスート角閃石と同定した。石基鉱物として、アルカリ長石、クリストバル石、少量の斜長石、チタン輝石を有し、その他磁鉄鉱、黒雲母及び沸石が認められる。玄武岩及び微閃緑岩捕獲岩を含む。

#### 4. 化 学 組 成

見島の火山岩の総化学組成を第 2 表に示した。表に見る如く、本島の火山岩は  $\text{SiO}_2$  46~62% の範囲をしめす。酸化物として一般的に  $\text{MgO}$  が著しく多いことが特徴である。特にビクライト玄武岩は  $\text{MgO}$  14.2% に達し、これは現在環日本海アルカリ岩石区のものとして最高を示すものである。之に反し、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  及び  $\text{TiO}_2$  はやや少い傾向を示している。Peacock のアルカリ-石灰指数は 56.5 であつて、壱岐島 (51.0) 及び環日本海アルカリ岩石区<sup>3)</sup> (53.1) に比べて遙かに高い値をしめしている。次に本島の  $\text{SiO}_2-\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  変化図を第 2 図に示した。比較のため、壱岐島のアルカリ岩系火山岩及び伊豆・箱根の紫蘇輝石質岩系とビジオン輝石質岩系の火山岩についての同様の变化曲線を示した。壱岐島のものに比し、遙かに  $[\text{MgO}]$  の多量を示している。又本島の火山岩の成分変化をみるために  $\text{MgO}-\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  三角形図に点示したものは第 3 図の如くである。同図に比較のため壱岐島のアルカリ岩の平均成分変化曲線を示した。壱岐島の曲線は環日本海アルカリ岩石区のアルカリ火山岩の平均成分変化曲線 (富田)<sup>3)</sup> 及び日本近傍地域のアルカリ岩の同曲線 (八木)<sup>4)</sup> と略一致するが、然しながら、本島のそれは上記のものに比して全体的に下方にずれて点

1) 八木健三：火山, 3, 2, 63~75, 1959.

2) 青木謙一郎, 松本幡郎：岩鉱, 43, 248~253, 1959.

3) 富田 達：J. Shanghai, Sci, Inst, Jour, Sect. 2, 227~306, 1935.

4) 八木健三：前出, 1959.

第1表 見島火山岩類の構成鉱物とその光学的性質

No.	Phenocrysts				Groundmass			Xenocryst Xenolith
	Feldspar	Olivine	Clino- pyroxene	Others	Feldspar	Olivine	Clino- pyroxene	
1	Plagioclase $\gamma=1.576$ $\alpha=1.560$ An74~61	Olivine $2V\alpha=88^\circ\sim$ $86^\circ$ Fa18~22	Augite $\beta=1.682\sim$ 1.694 $2V\gamma=50^\circ\sim$ $43^\circ$		Plagioclase $\gamma=1.573$ $\alpha=1.554$ An70~50 Anorthoclase	Olivine $2V\alpha=85^\circ\sim$ $80^\circ$ Fa23~34	Augite $\beta=1.689\sim$ 1.698 $2V\gamma=46^\circ\sim$ $38^\circ$ Pigeonite	
2	Plagioclase $\gamma=1.572$ $\alpha=1.558$ An68~57	Olivine $2V\alpha=92^\circ\sim$ $86^\circ$ Fa10~22	Titanaugite $\beta=1.684\sim$ 1.694 $2V\gamma=54^\circ\sim$ $50^\circ$		Plagioclase $\gamma=1.569$ $\alpha=1.554$ An62~50 Anorthoclase Potash plagioclase	Olivine (altered to Iddingsite)	Titanaugite $\beta=1.686\sim$ 1.698 $2V\gamma=53^\circ\sim$ $45^\circ$	Biotite- augite- olivine gabbro Plagioclase $\gamma=1.575$ $\alpha=1.562$ An73~65
3		Olivine $\alpha=1.656$ $\beta=1.671\sim$ 1.694 $\gamma=1.712$ Fa10~20	Titanaugite $\beta=1.684\sim$ 1.698 $2V\gamma=54^\circ\sim$ $50^\circ$	Titano- magnetite	Plagioclase $\gamma=1.571$ $\alpha=1.556$ An66~54 Anorthoclase Potash Plagioclase1	Olivine $2V\alpha=89^\circ\sim$ $86^\circ$ Fa15~22	Titanaugite $\beta=1.688\sim$ 1.705 $2V\gamma=53^\circ\sim$ $46^\circ$	
4		Olivine $2V\alpha=91^\circ\sim$ $87^\circ$ Fa11~20	Titanaugite $\beta=1.686\sim$ 1.712 $2V\gamma=56^\circ\sim$ $44^\circ$		Plagioclase $\gamma=1.575$ $\alpha=1.559$ An73~59 Anorthoclase Potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=90^\circ\sim$ $86^\circ$ Fa13~22	Titanaugite $\beta=1.693\sim$ 1.715 $2V\gamma=51^\circ\sim$ $43^\circ$	



5	Plagioclase $\gamma=1.565$ $\alpha=1.553$ An56~49	Olivine $2V\alpha=89^\circ\sim 87^\circ$ Fa15~20		Plagioclase $\gamma=1.566$ $\alpha=1.548$ An56~39 Anorthoclase potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=87^\circ\sim 83^\circ$ Fa20~28	Titanaugite $\beta=1.688\sim 1.703$ $2V\gamma=50^\circ\sim 45^\circ$	Quartz Plagioclase $\gamma=1.561$ $\alpha=1.538$ An48~20
6	Plagioclase	Olivine $2V\alpha=90^\circ\sim 87^\circ$ Fa13~20	Titanaugite $2V\gamma=51^\circ\sim 47^\circ$	Plagioclase Anorthoclase potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=84^\circ\sim 80^\circ$ Fa26~34	Titanaugite $2V\gamma=50^\circ\sim 43^\circ$	
7	Olivine $2V\alpha=90^\circ\sim 85^\circ$ Fa13~23	Titanaugite $\beta=1.686\sim 1.701$ $2V\gamma=54^\circ\sim 48^\circ$	Brown hornblende $\alpha=1.662$ $\beta=1.680\sim 1.688$ $\gamma=1.706$ $2V\gamma=90^\circ\sim 86^\circ$ $c\wedge Z=8^\circ\sim 12^\circ$ X=light colored Y=light yellowish brown Z=light yellowish green	Plagioclase $\gamma=1.571$ $\alpha=1.559$ An66~59  Anorthoclase Potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=89^\circ\sim 82^\circ$ Fa15~31	Titanaugite $\beta=1.687\sim 1.713$ $2V\gamma=52^\circ\sim 46^\circ$	
8	Plagioclase $\gamma=1.575$ $\alpha=1.555$ An73~51	Olivine $2V\alpha=87^\circ\sim 83^\circ$ Fa20~28		Plagioclase $\gamma=1.568$ $\alpha=1.553$ An61~49 Anorthoclase Potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=84^\circ\sim 79^\circ$ Fa26~35	Titanaugite $\beta=1.702\sim 1.718$	Plagioclase Schistosed rock

No.	Phenocrysts				Groundmass			Xenocryst Xenolith
	Feldspar	Olivine	Clino- pyroxene	Others	Feldspar	Olivine	Clino- pyroxene	
9		Olivine $2V\alpha=92^\circ\sim 84^\circ$ Fa10~26	Titanaugite $\beta=1.680\sim 1.692$ $2V\gamma=51^\circ\sim 45^\circ$		Plagioclase $\gamma=1.569$ $\alpha=1.553$ An62~49 Anorthoclase Potash plagioclase	Olivine $2V\alpha=88^\circ\sim 80^\circ$ Fa18~34	Titanaugite $\beta=1.686\sim 1.703$ $2V\gamma=49^\circ\sim 43^\circ$	
10		Olivine $2V\alpha=90^\circ\sim 88^\circ$ Fa13~18	Titanaugite $\beta=1.689\sim 1.701$ $2V\gamma=55^\circ\sim 51^\circ$	Brown hornblende $\alpha=1.672$ $\beta=1.690\sim 1.693$ $\gamma=1.705$ $2V\gamma=90^\circ$ $c\wedge Z=3^\circ$	Plagioclase $\gamma=1.567$ $\alpha=1.551$ An 59~44 Anorthoclase		Titanaugite $\beta=1.698\sim 1.711$ $2V\gamma=53^\circ\sim 49^\circ$	Quartz
11	Plagioclase			Kaersutite $\alpha=1.686$ $\beta=1.690\sim 1.708$ $2V\gamma=86^\circ\sim 80^\circ$ $c\wedge Z=5^\circ$ X=light yellowish brown Y=brown Z=brown Biotite	Plagioclase $\gamma=1.565$ $\alpha=1.541$ An55~26 Anorthoclase Potash plagioclase		Soda augite $\alpha=1.686$ $\beta=1.696\sim 1.701$ $\gamma=1.715$ $2V\gamma=54^\circ\sim 50^\circ$	Plagioclase Basalt Microdiorite

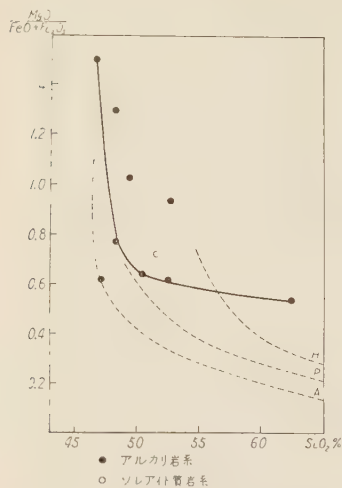
$\alpha=\alpha_{\min.}$ ,  $\gamma=\gamma_{\max.}$

副成分鉄物は省略。この表の No. は第 2 表の No. に対応する。



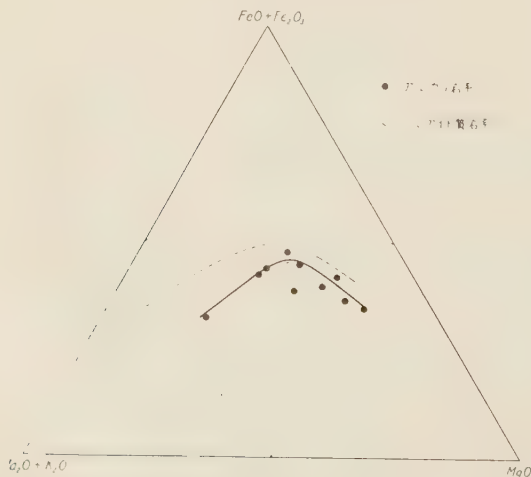


第2図 見島の火山岩類の  $\text{SiO}_2$  に対する  $\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  変化図



比較のために、沓岐島のアルカリ火山岩類 (A)、伊豆・箱根地域のビジョン輝石質岩系 (P)、及び紫蘇輝石質岩系 (H) 火山岩類の同変化図を示す。

第3図 見島火山岩類の分化経路



破線は沓岐島附近のアルカリ火山岩類の分化経路を示す。

1) 青木謙一郎：前出，1958，1959。

示され、 $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  に比し、 $\text{MgO}$  にとむことが示される。これは本島の火山岩中の橄欖石がやや  $\text{Mg}$  にとみ、且つ多量に含まれることに由来する。

次にこれらの総化学成分より算出したノルム鉱物をみると、 $\text{SiO}_2$  50.32% 以下のものはいずれも  $\text{SiO}_2$  に不飽和であるが、それ以上のもものではノルム石英が現われ、No.10 と No.11 では各々 8.0. 17.5% にも達する。これは前述の如く、本島火山岩は捕獲結晶及び捕獲岩を含み、特に上記のもの場合は多量であり、その為に、多くのノルム石英が現われたのである。

捕獲結晶及び捕獲岩を多量に含んでいることは本島の火山岩の一般的特徴であるが、一方それにも拘らず、鏡下に於て紫蘇輝石は斑晶並びに石基として全く認められず、アルカリ岩系に属し、カルクアルカリ岩系の性質を示していない。この事実は沓岐島に於て、本源岩漿（アルカリ橄欖石玄武岩漿）が初期に捕獲岩を同化して、カルクアルカリ岩系を生

成している事実<sup>1)</sup>と異なる。これらの岩漿分化の問題は極めて興味あるものであるが、西山陰隣接地域全体の成因論を一括して後日論述する予定である。

日高国幌満川中流の黒雲母混成岩に伴う  
ノーライト・ハイパライト化作用 (I)\*

Noritization and hyperitization accompanied with  
biotite migmatite, at the mid-stream of Horoman  
river in southern Hidaka metamorphic terrain (I)

浅 井 宏 (Hiroshi Asai) \*\*

**Abstract:** At the contact between hornblende tonalite and its xenolith, biotite norite was formed, while at that of biotite migmatite and amphibolite, biotite hyperite was produced. From the careful observation in the field and microscope the writer attained the conclusion that the norite or hyperite is not originated from gabbroic magma and the inclusion is not ascribed to the forerunner of magma, nor to the amphibolite. Feature of mechanical movement in norite or hyperite is considered to have taken place at the time of formation of biotite migmatite or amphibolite. Metamorphic aspect in biotite migmatite is a kind of "metablastesis". Dispersion of biotite into matrix, and recrystallization of biotite into pyroxene or hornblende are the general behaviors in this district.

1. ま え が き

日高変成帯南部幌満地区の塩基性岩に、粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石閃緑岩、黒雲母—石英ノーライト、黒雲母ノーライト、黒雲母ハイパライトが屢々観察される。これらの岩石は、黒雲母混成岩の形成と直接に関連をもっているか或は間接に黒雲母混成岩のもつ変成作用の影響のある部分、或は又地質構造上、黒雲母混成岩を形成する条件にある部分にそれぞれ上記の岩石が存在する。その典型的な例を示してその産状、性状を考察した。その結果、一種の輝石化作用といわれる変成作用で上述の岩石が形成されたものであることを記述する。いろいろ御教えいただいた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両先生、北海道地下資源調査所斉藤昌之氏、其の他日高変成帯の研究者の方々、日頃御指導いただいている北海道大学鈴木静、石川俊夫両先生に衷心から御礼申上げる次第である。研究に使用した一部の経費は、文部省科学研究費交付金、開発庁、北海道地下資源調査所、北海道科学研究費交付金によつたので、ここに深甚の謝意を表する。

2. 一 般 地 質

幌満川中流のパンケトチキサブ川流域に、黒雲母片岩、斜長石変品（又は残品）黒雲母片麻岩、黒雲母混成岩及び片状の塩基性岩が主に分布する。塩基性片状岩はシート状、シル状に上記の変成岩にはさまり変成岩と塩基性片状岩が互に似た運動をうけながら塩

\* 1959 年、日本地質学会年総会講演。

\*\* 北海道学芸大学地学教室

基性片状岩がいろいろな意味で強い運動をうけたと考えられる部分に形成せられている。

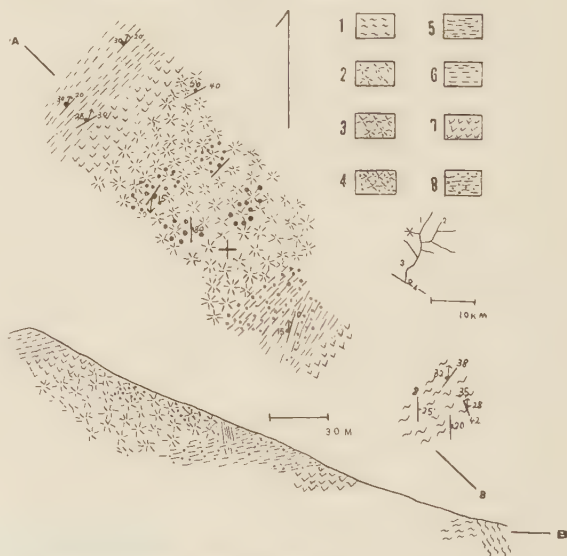
本地域は一般に  $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$ ,  $NE30^{\circ}\sim 80^{\circ}$  の片理が優勢でこれに斜交して  $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ ,  $NW30^{\circ}\sim 50^{\circ}$  の片理がありこれが組合わさつて一つの覆瓦状構造を作る。更にこの構造に部分的に NS で急角度の片理がありこれらは一般に変成帯形成の中期から末期に亘つて形成せられた片理である。初期の片理はいずれも前記と似た走向を有するが一般に傾斜は低角度である。以上に略述した如き地質の部分に前に示したような諸岩石が存在している。

### 3. 産 状

ここに記述する輝石化作用の観察される含石英—黒雲母斜方輝石閃緑岩、黒雲母—石英ノーライト、黒雲母ハイパライトは、斜長石—褐色角閃石角閃岩、緑褐色角閃石—斜長石片麻岩にはさまった黒雲母混成岩、トータル岩質黒雲母混成岩のなかと黒雲母混成岩と斜長石—褐色角閃石角閃岩との境界部に観察されるものである(第1図)。

黒雲母—混成岩類をはさんで上盤側は、細粒、中粒の斜長石—褐色角閃石角閃岩又は含石英—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩で  $N20^{\circ}\sim 30^{\circ}E$ ,  $NW30^{\circ}\sim 45^{\circ}$ , 線構造はN又はNNEで  $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ おとしてゐる。黒雲母混成岩類は極めて不均質である。下盤は黒雲母混成岩、含堇青石—黒雲母混成岩<sup>1)</sup>で粗粒な黒雲母クロットといわれるべき斜長石—石英黒雲母岩、または細粒な斜長石—黒雲母岩が包有されている(第2図1)。この岩石の上盤は繊維状角閃石—トナ

第1図 黒雲母—石英ノーライト、黒雲母ノーライト、黒雲母ハイパライトの産状



1 斜長石斑状変晶(残晶)—黒雲母片麻岩, 2 含堇青石—黒雲母混成岩, 黒雲母混成岩, 3 繊維状角閃石—トータル岩質混成岩, 4 黒雲母—石英ノーライト, 黒雲母ノーライト, 5 斜長石—褐色角閃石角閃岩(中粒), 6 斜長石—褐色角閃石角閃岩(細粒), 7 含石英—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩, 8 黒雲母ハイパライト, 上図は平面図, 下図は断面図, 索引図は 1 パンケトチキサップ川, 2 ペンケトチキサップ川, 3 幌満川, 4 幌満

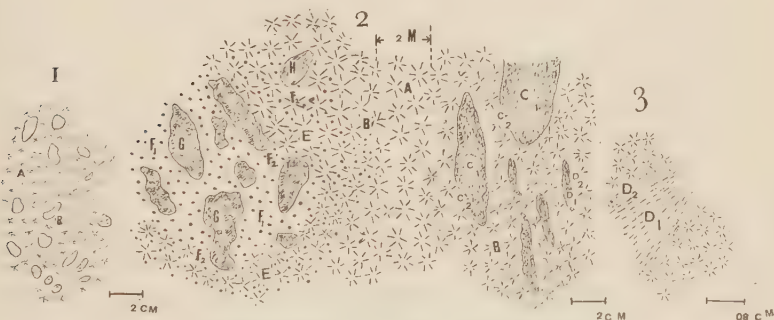
1) 浅井宏: 岩鉱, 41, 97~106, 1957.



ル岩質混成岩となり、ここの黒雲母混成岩類の大部分をしめている。またこの繊維状角閃石—トータル岩質混成岩の一部は部分的に南北性の強い片理があり角閃石が消失してミロナイト質の片麻状黒雲母混成岩となつている(第2図の2)。繊維状角閃石—トータル岩質混成岩は、部分的に細粒な片状—黒雲母—斜長石—斜方輝石岩等を包有し、すぐその包有岩の周囲は黒雲母—石英—ノーライトになり外側に向つて黒雲母—ノーライトになつている(第2図の2のE, F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, G, H)。黒雲母—ノーライトの包有岩は、黒雲母の斑状変晶が目立つ細粒な片状—黒雲母—斜方輝石—斜長石岩となつている(第2図の2のH)。黒雲母—ノーライトの外側は含石英—黒雲母—斜方輝石—繊維状角閃石—閃緑岩で更にその外側は有色鉱物の多い繊維状角閃石—トータル岩質混成岩である。一方、上述した包有岩とは別に片状—黒雲母—斜長石—淡緑褐色角閃石—角閃岩等の細粒岩を包有している。この場合は一般にその包有岩の周囲は、黒雲母—石英—ノーライト、黒雲母—ノーライトではない(第2図の2のB)。通常は全く繊維状角閃石を欠く片麻状—黒雲母混成岩か又は普通の繊維状角閃石—トータル岩質混成岩となつている。以上に述べた黒雲母混成岩類は上下面盤の斜長石—褐色角閃石—角閃岩等と同様な弱い片理をもっている。

黒雲母混成岩類をはさむ上下面盤(平面的には両側)の斜長石—褐色角閃石—角閃岩は、細粒相と中粒相とが縞状になり、更に優白質の黒雲母—石英—斜長石岩、又は繊維状角閃石—石英—斜長石岩が片理に沿つてできている。注意すべきは、上盤側の黒雲母混成岩と斜長石—褐色角閃石—角閃岩との間には粗粒な含石英—黒雲母—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩があり、黒雲母混成岩中に細粒な片状—斜長石—淡緑褐色角閃石—角閃岩質の包有岩が次第

第2図 混成岩の包有岩の産状



1, A 含堇青石—黒雲母混成岩, B 包有岩(粗粒—斜長石—石英—黒雲母岩, 細粒—斜長石—黒雲母岩) 2, A 黒雲母混成岩(片麻状になることあり), B 繊維状角閃石—トータル岩質混成岩, C<sub>1</sub> 包有岩(細粒な片状—黒雲母—斜長石—淡緑褐色角閃石—角閃岩), C<sub>2</sub>, D<sub>1</sub> 包有岩(細粒な片状—淡緑褐色角閃石—斜長石—黒雲母岩), D<sub>2</sub> 包有岩(細粒な片状—斜長石—黒雲母岩), E 粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石—繊維状角閃石—閃緑岩, F<sub>1</sub> 黒雲母—石英—ノーライト, F<sub>2</sub> 黒雲母—ノーライト, G 包有岩(細粒な片状—黒雲母—斜長石—斜方輝石岩), H 包有岩(細粒な片状—黒雲母—斜方輝石—斜長石岩), 3, D<sub>1</sub> 包有岩(細粒な片状—淡緑褐色角閃石—斜長石—黒雲母岩), D<sub>2</sub> 包有岩(細粒な片状—斜長石—黒雲母岩), いずれも平面図。

に多量になつて遂に混成岩のなかに淡緑褐色角閃石ができて遂に斜長石—淡緑褐色角閃石角閃岩の細粒相のパッチをもつ粗粒な含石英—黒雲母—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩となつて上盤の斜長石—褐色角閃石角閃岩と接する。この接触部の角閃岩は柘榴石—斜長石角閃岩となる。含石英—黒雲母—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩は黒雲母をもつた優白質脈状岩、又は優白質—プールの状岩石に富んでいる。このような優白質脈状岩、プール状岩石は斜長石片麻岩が形成されたときに形成せられたものである。

黒雲母混成岩類の下盤には巾 30m 内外にわたつて、黒雲母—斜長石—褐色角閃石角閃岩との間に黒雲母ハイパライトができてゐる。この岩石は細粒な片状—斜方輝石—斜長石黒雲母岩がパッチ状に包有されている。ここの部分の片理は乱れていて急角度である。黒雲母ハイパライトのすぐ下盤は先述の細粒の黒雲母—斜長石—褐色角閃石角閃岩で更に下盤に向つて中粒の斜長石—褐色角閃石角閃岩、緑褐色角閃石—斜長石片麻岩及び斜長石変晶—黒雲母片麻岩がこの順序で配列していて、いずれも  $N10^{\circ}E$ ,  $NW15^{\circ}$ ;  $N38^{\circ}E$ ,  $NW32^{\circ}$  等を示し、低角度で線構造は  $N$  又は  $NNE$  におとしてゐる。更に  $N42^{\circ}W$ ,  $NE28^{\circ}$  等の片理が斜長石変晶—黒雲母片麻岩に観察される。

以上述べた産状から明瞭な如く粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石閃緑岩、黒雲母—石英—ノーライト、黒雲母ノーライト、黒雲母ハイパライトを含めて上述の各種の岩石はひしもちを重ねた如くなつていて、ノーライト、ハイパライトは黒雲母混成岩等に関連して形成せられており、特にノーライトは混成岩類の形成期に、特異な細粒の片状包有岩を包有して形成され、ハイパライトは混成岩の下盤に矢張り特異な細粒包有岩を包有して形成されている。しかしてこの細粒な包有岩は、混成岩類の上下盤の斜長石—褐色角閃石角閃岩そのものの包有されたものでないことは注目せられる。

#### 4. 岩 質

ここに粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石閃緑岩、黒雲母—石英—ノーライト、黒雲母ノーライト、黒雲母ハイパライトの性状とこれと密接に関連する諸岩石の性状とを併記して検討することとする。

##### [I] 黒雲母混成岩及びこれに伴うノーライト類並びに細粒包有岩

1. 含堇青石—黒雲母混成岩 (第1図, 第2図 1A) この岩石は、黒雲母混成岩の下盤側に位置する。粗粒なグラノブラステック構造を示し、斜長石 (36.4%), 石英 (27.6%), 黒雲母 (26.8%), 磁硫鉄鉱, フェライト (5.8%), 堇青石 (2.7%), 無色雲母, ジルコン, 燐灰石 (0.7%) より成る。堇青石は眼球状構造を示している部分で黒雲母密集塊の多い部分にできてゐる。眼球状構造の部分は斜長石の斑状残晶とその間を埋める細粒な斜長石と黒雲母, 石英からできてゐる。

斜長石: 斑状残晶斜長石は  $An_{26}$ ,  $An_{27}$ ,  $An_{28}$ ,  $An_{29}$  を示す。内部に細粒黒雲母及びフェライト, 磁硫鉄鉱を包有する。基質の斜長石は  $An_{23}$ ,  $An_{24}$ ,  $An_{25}$ ,  $An_{27}$ ,  $An_{28}$  を示した  $An_{56}$  内外の基性の斜長石が認められる。石英: いづれも斜長石斑状残晶の間を埋めて部分的に石英のみが密集している。黒雲母: 斑状残晶斜長石の内部に粒状化されて包まれているもの (前期黒雲母) と斜長石の外側をとりまいてゐるもの (後期黒雲母) がある。X…淡褐色,  $Y \approx Z$ …褐色,  $\gamma \cdots 1.642 \sim 1.647$ 。磁硫鉄鉱, フェライト: 円柱状又は微粉状になつて散点する。堇青石: やや粗粒で長方形のかどのとれ

た黒雲母をとりかこんでいる。堇青石に接する黒雲母又はとりかこまれたものは、多色性の弱い黒雲母 ( $X \cdots$  淡黄色,  $Y \equiv Z \cdots$  淡黄褐色,  $\gamma \cdots 1.618 \sim 1.620$ ) となり、一部は無色雲母 ( $X \cdots$  無色,  $Y \equiv Z \cdots$  わずかに淡黄褐色,  $\gamma \cdots 1.610 \sim 1.612$ ) となっている。堇青石は  $(- )2V \cdots 69^\circ, 82^\circ$  で  $\alpha \cdots 1.552, \gamma \cdots 1.566$  である。ジルコン、燐灰石：ジルコンは裸出しているもの、黒雲母と密接な関係にあるものがある。燐灰石は堇青石の近くに形成される。

2. 粗粒な斜長石—石英黒雲母岩、細粒な斜長石黒雲母岩 (第2図1のB) いずれも含堇青石—黒雲母混成岩中に数 mm から 0.3mm 内外の大きさで斑状殘晶斜長石の間を埋めている。前者は、0.1mm 内外の比較的に大品の黒雲母の多い密集塊で部分的に黒雲母に密接に伴われて磁硫鉄鉱、フェライトが観察される。又細粒の石英、斜長石がこれに加わっている。斜長石は  $An_{35}$  内外で黒雲母は  $X \cdots$  淡褐色,  $Y \equiv Z \cdots$  赤褐色,  $\gamma \cdots 1.642 \sim 1.647$ 。後者は斜長石、黒雲母の 0.03mm 内外の小形の密集塊で、黒雲母ホルンフェルスの構造をもっている。斜長石は  $An_{30} \sim An_{35}$  を示すが  $An_{50}$  内外の塩基性のものがある。黒雲母は  $X \cdots$  淡黄色,  $Y \equiv Z \cdots$  赤褐色,  $\gamma \cdots 1.634$  を示し黒雲母の消散によつて磁硫鉄鉱、フェライトをつくつている。

3. 黒雲母混成岩 粗粒なグラノブラステック構造を示す。部分的にミロナイト化し斜長石斑状殘晶をつくつている。斜長石 (48.1%), 石英 (27.1%), 黒雲母 (18.4%), 磁硫鉄鉱、フェライト (6.4%) よりできている。

斜長石：粗粒な斜長石は、 $An_{31}, An_{35}, An_{38}, An_{39}$  を示し細粒な斜長石は、 $An_{23}, An_{25}, An_{28}, An_{41} \sim An_{45}$  を示す。一般に斜長石は不均質となつている。粒状化した黒雲母を包みこんでいる。石英：斜長石の間を充填する。黒雲母：斜長石に包有された前期黒雲母と斜長石の間をとりまく後期黒雲母がある。いずれも消散して磁硫鉄鉱、フェライトを形成する傾向がある。 $X \cdots$  淡黄色,  $Y \equiv Z \cdots$  赤褐色,  $\gamma \cdots 1.635 \sim 1.647$  を示す。磁硫鉄鉱、フェライト：黒雲母の消散又は再結晶と密接な関連をもっている。

4. 繊維状角閃石—ナール岩質混成岩 細粒なグラノブラステック構造を呈するものと自形斜長石が優勢になり、普通のノーライトに見られる如くb軸を含むか又はこれに近い面で斜長石が切断され薄片下で長辺と短辺の比が小さくなる傾向があり特異なノーライト構造をつくつている。又このようなずんぐりした斜長石にも粗粒部と細粒又は中粒部に区別せられる。

斜長石： $An_{30}, An_{31}, An_{38}, An_{40}$  を示す。黒雲母、磁硫鉄鉱、フェライトの微晶を包有する。部分的に斜長石の汚濁した部分が輝鉾化すると共にこの斜長石は塩基性となりこの部分の微晶の不詳鉾物は粒状化する。又斜長石のb軸をふくむ面又はそれに近い面で割れて斜長石の長辺と短辺の比が少くなり短いたんざく状の形を示している。繊維状角閃石：黒雲母の粒状化したものを包みこんでいる。又部分的に黒雲母の消散した際に残した磁硫鉄鉱、フェライトを繊維状角閃石の内部に包有している。繊維状角閃石ができている部分は、明瞭に黒雲母がかつて存在していたことを示している。 $X \cdots$  淡黄色～淡緑黄色,  $Y \cdots$  淡黄色又は淡緑黄色,  $Z \cdots$  淡黄色又は淡緑色で特に周辺部は淡緑色になる。 $(+)2V \cdots 70^\circ, 72^\circ, c \wedge Z \cdots 18^\circ, 17^\circ, 14^\circ, n_z \cdots 1.666$ 。黒雲母：篩状構造か或は単独に他の鉾物の間を充填している。部分的に粒状化し鱗片状黒雲母に再結晶する。この際磁硫鉄鉱、フェライトを残す。 $X \cdots$  黄色,  $Y \equiv Z \cdots$  赤褐色,  $\gamma \cdots 1.640 \sim 1.647$ 。石



英：他の鉱物の間を充填する。黝簾石，ジルコン：前者は比較的に大形で斜長石，纖維状角閃石と密接な関連をもっている。磁硫鉄鉱，フェライト：いずれも鱗片状で黒雲母の消散によつて形成される。

5. 片状—黒雲母—斜長石—淡緑褐色角閃石角閃岩 淡緑褐色角閃石 (42.0%)，斜長石 (34.0%)，黒雲母 (17.3%)，フェライト (6.7%) より成る (第2図の2の  $C_1$ )。

6. 片状—淡緑褐色角閃石—斜長石黒雲母岩 黒雲母 (41.4%)，斜長石 (30.1%)，淡緑褐色角閃石 (25.0%)，フェライト (3.3%)，石英，ゆうれん石 (0.2%) より成る (第2図の2の  $C_2$ ， $D_1$ ，第2図の3の  $D_1$ )。

7. 片状—斜長石黒雲母岩 黒雲母，斜長石，石英，フェライトより成り不均質である (第2図の2の  $D_2$ ，第2図の3の  $D_2$ )。

5, 6, 7 はいずれも4の纖維状角閃石—トータル岩質混成岩の包有岩で，5は比較的に大形の包有岩の内核部で，6はその周辺部の岩石か又は比較的小形の包有岩の内核で7は6の周辺部か又は小片状包有岩の岩質を示している。

淡緑褐色角閃石：5では  $X \cdots$  淡緑色， $Y \cdots$  淡緑色， $Z \cdots$  淡緑褐色， $(- ) 2V \cdots 65^\circ$ ， $72^\circ$ ， $c \wedge Z \cdots 17^\circ$ ， $19^\circ$ ， $n_z \cdots 1.657$ ，6では上記のものの外に， $X \equiv Y \cdots$  淡黄色， $Z \cdots$  淡黄色， $c \wedge Z \cdots 18^\circ$ ，のものが淡緑褐色角閃石の周辺部にあることがある。鱗片状フェライト微晶の黒雲母粒状体を包みこむ。このような鱗片状フェライトは黒雲母の消散の際に残したものである。フェライトの配列はむしろ角閃石の形に關係は少くむしろ黒雲母の消散した形をしめしている。このような現象については屢々詳述した<sup>1)</sup>。淡緑褐色角閃石の存在している部分に黒雲母が存在していたことは明瞭である。斜長石：5では  $An_{38}$ ， $An_{27}$ ， $An_{43}$  を示す。6では  $An_{35}$ ， $An_{36}$ ， $An_{45}$  等があり，又  $An_{38}$  が内核で外核に  $An_{57}$  を示すものがある。7では  $Ar_{35}$ ， $An_{36}$ ， $An_{38}$ ， $An_{28}$ ，となつている。いずれもいちじるしく汚染し，新鮮化したものが比較的に堇基性の斜長石になつてゐる。この際内部の不詳な細粒鉱物が粒状化し，又包有されているフェライトが鱗片状になつてゐる。比較的に酸性の斜長石は包有物が少い。黒雲母：淡緑褐色角閃石，斜長石に包有されているもの，他の造岩鉱物に包囲されずに自形を示して再結晶したもの，消散する過程にあつて，フェライトを残しているものがあり，再結晶して自形を示すものはさきに消散して残したフェライトを包みこんでゐる。 $X \cdots$  淡黄色， $Y \equiv Z \cdots$  淡褐色， $\gamma \cdots 1.662 \sim 1.630$  又淡緑褐色角閃石の部で述べた如く黒雲母が消散して斜長石に包囲され淡緑褐色角閃石に変化する。このことは淡緑褐色角閃石の内部に更に黒雲母が粒状化して残つてゐることから判断される。淡緑褐色角閃石を黒雲母化する現象は見られない。石英，黝簾石：前者は6，7に，後者は7に観察される。両者とも他の造岩鉱物の間を充填する。7の黝簾石は，黒雲母の消散する際の斜長石の汚染及び爾後の斜長石の新鮮化に關連して形成されている。フェライト：いずれも鱗片状で黒雲母の劈開の形を残して形成され，黒雲母の消散の際に残したものである。比較的にフェライトの多いことは黒雲母の消散のばげしかつたことを示している。

1) 浅井 宏：地質，**62**，177～188，1956；岩鉱，**40**，93～103，1956；同，**41**，246～253，1957；同，**42**，53～64，1958；同，**42**，215～227，1958；同，**43**，26～35，1959；同，**43**，73～84，1959。

以上に述べた如き包有岩の性状により黒雲母の濃集した黒雲母ホルンフェルス様の岩石が片状—斜長石角閃岩になり、包有岩の週辺部及び小形の包有岩では比較的黒雲母が消散しないで再結晶のみをくりかえし依然として黒雲母ホルンフェルス様の片状岩石として止まっているものと考えられる。包有岩の内核では、造岩鉱物の変化の度合いがいろいろと包有岩の週辺部や小形の包有岩は包有する繊維状角閃石—トータル岩質混成岩の黒雲母の比較的安定な条件に依っているものである。

**8. 粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石繊維状角閃石閃緑岩** この岩石は混成岩類の一部に形成されている。特に包有岩である細粒な片状—黒雲母—斜長石斜方輝石岩等（後述）のすぐ周りがあるノーライトの外側にできている岩石である（第2図の2のE）。本岩石の周りは4の岩石の繊維状角閃石—トータル岩質混成岩となっている。4に近い部分では斜長石（48.3%）、繊維状角閃石、黝簾石、（30.4%）、斜方輝石（単斜輝石を伴う、10.2%）、黒雲母（8.4%）、石英（2.4%）、磁硫鉄鉱、フェライト（0.3%）でノーライトに近接すると斜長石（62.9%）、繊維状角閃石、ゆうれん石（11.0%）、斜方輝石（9.5%）、黒雲母（9.1%）、石英（4.3%）、フェライト（3.2%）となり前者よりも優白質で磁硫鉄鉱が見られなくなる。斜長石のb軸をふくむ面かこれに近い面で斜長石が切断され、ずんぐりした自形斜長石を示すものが多くなり所謂ノーライトに近い構造を示すようになる。

**斜長石：** 粗粒、中粒で所謂自形状の長辺と短辺の比が小さく、ずんぐりしたたんざく状の形を示すものが多くなる。細長いたんざく状の斜長石が斜長石のb軸をふくむ面又はこれに近い面で切断されこのような形を示す。この切断された面には更に複雑な小曲面が観察される。岩石の形成期に小平面状の形として示される剪断運動があつたことを示している。 $An_{35}$ ,  $An_{38}$ ,  $An_{39}$ ,  $An_{45}$ ,  $An_{47}$  を示す。新鮮化して比較的塩基性の斜長石を形成するようになる。フェライト、黒雲母等の粒状化した細片を包みこんでいる。**繊維状角閃石：** いずれも大形の繊維状角閃石が密集して一つの塊をつくっている。内部に黒雲母の残晶をもっている。又黒雲母の消散した際に残したフェライトを包みこんでいる。斜方輝石の週辺部に形成される。注意すべきは斜方輝石の内部にもこの週辺部の繊維状角閃石の内部にも鱗片状フェライト、粒状化黒雲母を包有していることである。このことは繊維状角閃石の形成と斜方輝石の形成とがいずれも黒雲母の消散を先驅としてそれぞれ条件に応じて形成されたものと考えられる。斜方輝石が変化して繊維状角閃石が形成される現象は主要なものではない。 $X \cdots$  淡黄色,  $Y \cdots$  ややにごつた黄色,  $Z \cdots$  明るい黄色,  $(+)$   $2V \cdots 78^\circ$ ,  $70^\circ$ ,  $c \wedge Z \cdots 16^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.666$ 。以上の事から始めに黒雲母が存在していて部分的にこれが消散して斜方輝石が形成され次いでやはり黒雲母が消散して繊維状角閃石ができて終成されたものと考えられる。斜方輝石： 多くは前記の繊維状角閃石の中核部にできているが単独に存在するものもある。 $X$ ,  $Y$ ,  $Z \cdots$  無色又は淡黄色でほとんど多色性がない。 $(-)$   $2V \cdots 55^\circ$ ,  $62^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.710 \sim 1.693$ 。前述の如くフェライト、黒雲母をその中に残している。黒雲母の散散して形成されたものである。黒雲母： 自形の斑状変晶であるが部分的に黒雲母が粒状化して再結晶するか又はフェライトを残して消散する。 $X \cdots$  淡黄色,  $Y \cdots Z \cdots$  赤褐色,  $\gamma \cdots 1.630 \sim 1.642$ 。石英…他の鉱物の間を充填する。ゆうれん石： 比較的大晶で散点する。磁硫鉄鉱、フェライト： いずれも鱗片状を示す。

# 白石産石英安山岩質混成岩中の斜長石斑晶の 累帯構造とその成因について\*

Zonal structures of the porphyritic plagioclases in  
the dacitic contaminated rocks from Shiroishi,  
with special reference to their origin

生出慶司 (Keidi Oide)\*\*

**Abstract:** The zonal structures of porphyritic plagioclases in the dacitic rocks from Shiroishi, Miyagi Prefecture, can be divided according to the ranges in size into the three types as follows:

(1) 0.5-4.0 mm in size; they are made of anorthite core and mantle of intermediate composition, the later forming even oscillatory zoning,

(2) 0.5 mm  $\pm$  in size; they have an even oscillatory type of zoning as a whole, ranging from  $An_{65}$  to  $An_{42}$  in composition,

(3) microphenocryst; they have the simplest zoning, for example,  $An_{48} \sim 44$ ,  $An_{42} \sim 54$ ,  $An_{55} \sim 44$ , etc.

The first type is most interesting from genetic point of view. From its volumetric relation and the character of zoning, the crystallizing stage of the mantle of this type is inferred to correspond to that of the second type. The author believes that the anorthite core should have crystallized out from the basaltic magma, which changed its composition to dacitic as a result of contamination of granitic materials in the country rocks, and that this process have resulted in abrupt change of composition in the mantle of the larger phenocrysts.

The zonal structures of second and third types can be simply explained as the result of the fractional crystallization in the contaminated dacitic magmas.

Some geological and petrological significance of these zoned plagioclases is discussed in detail.

## 1. ま え が き

宮城県白石市の東北部に石英安山岩質の熔岩が産出する。この岩石は湯本賢<sup>1)</sup>中に侵入性岩体として産するほか、同冒を構成する浮石質凝灰岩の角礫としても産する。侵入性の塊状岩体として産するものは、断続的にはあるが、NNE 方向に 7km にわたって細長く分布している (第1図)。とくに、白石市の北々東約 5km のところにある東北本線

\* 日本地質学会東北支部総会 (1959, 10, 3) にて講演。

\*\* 東北大学教養部地学教室

1) 生出慶司: 地質雑, 62, 387-395, 1955.



第1図 白石東北部の地質図



のトンネル付近には、最もよく露出している。

筆者は、かねてから酸性火山岩の成因に疑問と関心をもっていた矢先に、この岩石が普通の安山岩や石英安山岩とはかなり異つた性質をもっていることに注目し、これが、花崗岩質物質による混成作用 (contamination) の結果形成された、一種の混成岩ではないかと考えた。そこで、主として顕微鏡的にくわしく検討したところ、とくに斜長石斑晶の累帯構造に関して、そのような作用を物語る結果がえられたので、ここに報告し、合せて今後の問題を指摘して御批判をえたいと思う。

この研究に当つて八木教授の適切な御指導をうけた。東京教育大学の藤田至則氏からは薄片資料の一部を貸していただいた。ここに両氏に対して深く感謝する。また、この研究に要した費用の一部は、文部省科学研究費によるものであることを付記する。

## 2. 岩石の性質

この岩石は、肉眼的には灰黒色で、構成鉱物がはつきり識別され、一見普通の安山岩のような外観を示している。新鮮なものもあるが、大部分の有色鉱物が2次的に緑泥石や方解石に変質しているものが多い (第4図 a)。顕微鏡的な性質は第1表に示す。つぎに、各構成鉱物についてさらにくわしくのべよう。

まず、累帯構造のいちじるしく発達した斜長石の大きな斑晶が、かなり多量に含まれているのが目立つが、これについてはあらためてのべる。

石英は、微斑晶大のものから 3.5mm に達するものまであり、種々の特異な融蝕形を

第1表 構成鉱物の顕微鏡的性質

	斑 晶	石 基 (59.8%)
斜長石	32.5%, 0.2~4.0mm, 自形~半自形, An35~98, 累帯構造がいちじりしい。	珪長質で微細な蜂巢状構造を示す。 $n_1=1.545\sim1.532$
石英	1.0%, 0.2~3.5mm, 一般に大きいものほど不規則な融蝕形を示す, 小さいものはほぼ円形で, 石英石英のコロナを有す, ガラスの塵状包有物が多い。	
紫蘇輝石	4.6%, 0.2~3.5mm, 長柱状自形, $2V(-)=55^\circ\sim58^\circ$ (平均 $57^\circ$ ), $X'$ =淡赤褐色, $Z'$ =淡緑色, $\alpha=1.702$ (min), $\gamma=1.722$ (max.), $En_{57}Fs_{43}$ 。	針状微晶
普輝通石	稀, 0.2~1.5mm, 長柱状自形~半自形, 均質で $2V(+)=54^\circ$ , $c\wedge Z=44^\circ$ 。	
普通角閃石	1.2%, 0.2~3.0mm, 長柱状自形~半自形, 一般にオバサイト縁を有す, $2V(-)=56^\circ\sim76^\circ$ , $c\wedge Z=14^\circ\sim18^\circ$ , $X'$ =淡褐緑色, $Z'$ =暗褐緑色, $\alpha=1.653$ (min) $\gamma=1.676$ (max.)。	
黒雲母	稀, 8.0mm, 不規則な融蝕形を示し, 厚い反応縁におわる, $2V(-)=0^\circ\sim15^\circ$ , (001) に平行な薄片で縞模様を示し, 各帯の光軸角を異にする。	
その他	磁鉄鉱 (1.1%)	磁鉄鉱, 燐灰石, ジルコン

(表中の百分率はポイントカウンターで測定した容量比)

示す (第2図)。小さな斑晶はほぼ円形に近く, 石英石英のコロナにおおわれている。大きな斑晶は, 大きくなるほど形が複雑で, 方解石や緑泥石の細脈に貫かれていることが多い。また, 大きな斑晶にはガラスの微細な包有物が含まれている。

有色鉱物としては, 紫蘇輝石・普通角閃石・普通輝石・黒雲母および磁鉄鉱などを含み, このうち紫蘇輝石と普通輝石とが主要なものである。

紫蘇輝石は斑晶として最も量が多く, 自形, 長柱状で, 周縁部や割目

第2図 石英斑晶のいろいろな融蝕形

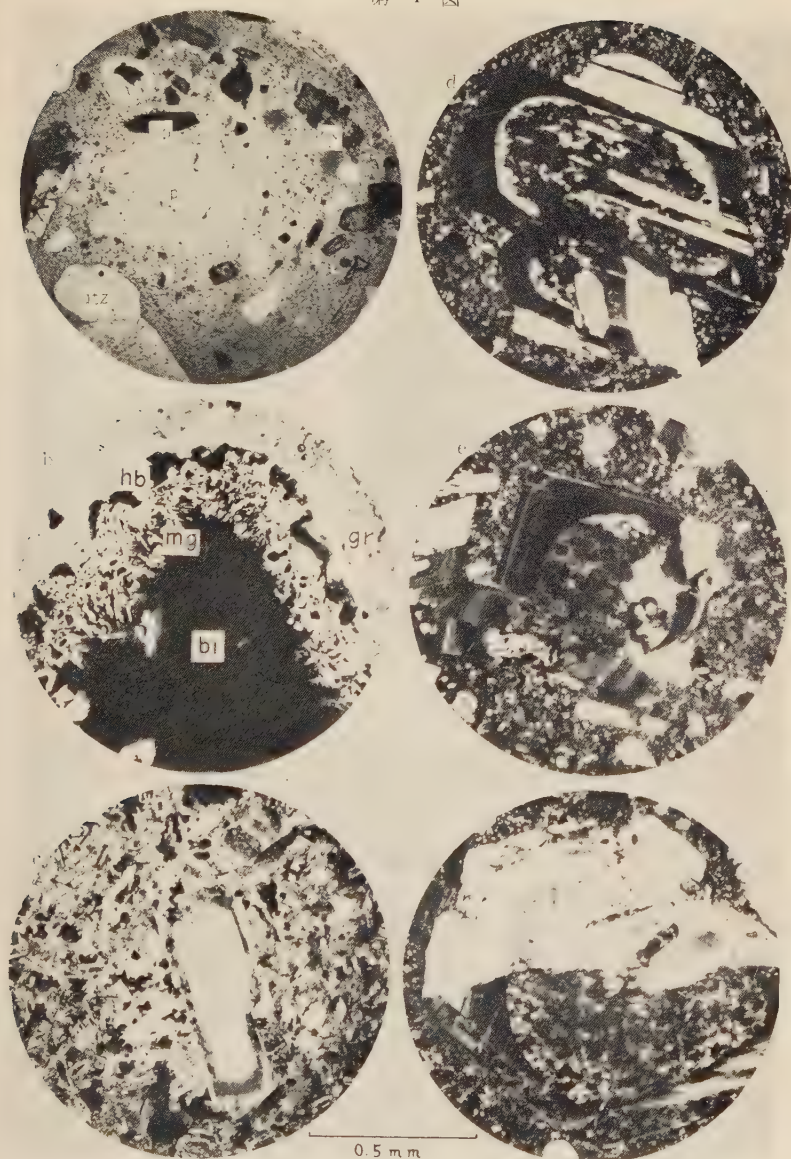


第3図 黒雲母の反応縁



bi ; 黒雲母      mg ; 磁鉄鉱  
hb ; 普通角閃石      hy ; 紫蘇輝石  
pl ; 斜長石      ap ; 燐灰石  
gr ; 石基

第 4 図



a) 石英安山岩質混成岩    b) 黒雲母の反応縁    c) 玄武岩質捕獲岩  
 d) e) f) 灰長石の内核を有する斜長石大型斑晶の累帯構造  
 hy; 紫蘇輝石    hb; 普通輝石    pl; 斜長石    qtz; 石英    bi; 黒雲母  
 mg; 磁鉄鈦    gr; 石基



に沿って淡緑色の緑泥石に変質していることが多い。一般に均質で、その組成は第1表に示すとおりかなり鉄に富んでいる。

普通角閃石は半自形または融蝕形を示し、大部分オパサイト縁を有し、まれに完全に磁鉄鉱に置換されていることがある。また、部分的に緑泥石に変質していることも多い。

普通輝石は少量で、半自形ないし融蝕形を示す。均質で反応縁もないが、部分的に緑泥石に変質しているものが多い。

黒雲母はきわめてまれに存在し、出入に富む融蝕形の周囲が厚い反応縁におおわれている(第3図、第4図(b))。黒雲母自身は新鮮で、もとの性質を保っているが、反応縁として、磁鉄鉱・紫蘇輝石・斜長石・緑褐色の普通角閃石・緑泥石・ウラル石および燐灰石などが形成されている。これらの鉱物は大体3つの帯を形成し、最外縁帯は普通角閃石と磁鉄鉱、その内側の帯は斜長石、緑泥石およびウラル石、そして最内部の帯は多量の磁鉄鉱などからなり、これが黒雲母に直接付着している。これらの反応生成鉱物のうち、普通角閃石・紫蘇輝石・斜長石などの組成は、それぞれ斑晶として存在するもののそれと同じである。以上のことから考えて、この黒雲母は明らかに捕獲結晶である。

石基は無色、珪長質で、ほぼ円形の石英と曹長石とが微細な蜂の巣状構造を形成し、その間を緑泥石が充填している。また、少量の紫蘇輝石の長柱状の微晶のほか、かなり多量の塵状の物質と、数珠状の結晶胚とが存在する。磁鉄鉱は少ないが、燐灰石とジルコンとが比較的多いことは1つの特徴である。

この岩石には、捕獲岩として、花崗岩質および玄武岩質岩石の直径数 cm の球体が、きわめてまれに含まれている。前者は変質してもろくなっているため、鏡下で観察できなかったが、後者の玄武岩質捕獲岩(第4図(c))は斜長石のみの斑晶と完晶質の石基とを有し、石基の有色鉱物は完全に緑泥石と方解石とに変質している。また、2次的に形成されたと思われる緑褐色の普通角閃石がかなり存在するが、これは母岩中のものと同一種で、長柱状あるいは楔状を示し、オパサイト縁を有している。この玄武岩質捕獲岩は、あとものであるように、同源捕獲岩と考えられる。

### 3. 斜長石斑晶の累帯構造

前にも述べたように、斜長石斑晶には微細で組成の変化に富む累帯構造がよく発達する。斑晶の大きさは微斑晶大のものから 4mm に及ぶものまでである。ここで興味のあることは、大きさによつて累帯構造の型が異なり、3つに大別される点である。この点についてくわしくのべよう。

(a) 0.5~4.0mm の大型斑晶は最も複雑な累帯構造を示す(第4図(d), (e), (f))(第5図(a), (b), (c))\*。すなわち、 $An_{76-98}$  ていどの灰長石あるいはそれに近い組成のものが核を構成し、その周囲を  $An_{35-55}$  ていどの外套がとりまき、これが律動型(oscillatory type)の累帯構造を形成している。さらに最外殻には、一般に、直ぐ内側にくらべてより石灰質な  $An_{50\pm}$  の薄層が付着し、これが全体を包んでいる。このように、大

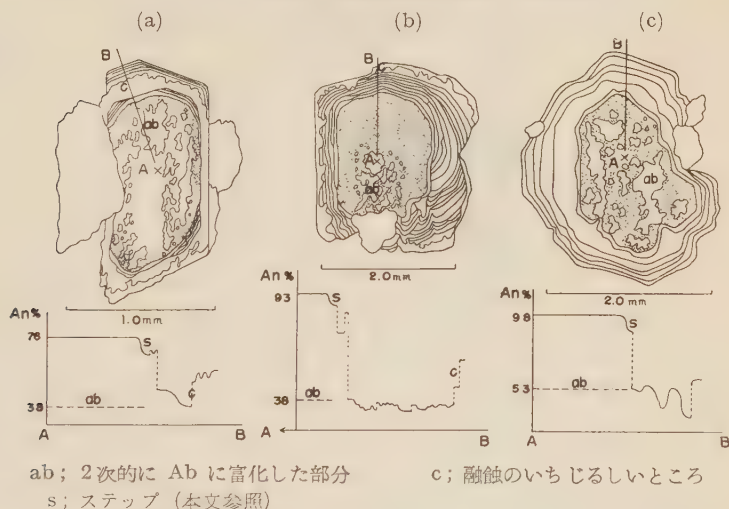
\* 組成変化図は累帯構造の最も明瞭な位置における消光角変化曲線を以て代表させ、組成の差の大きい2つまたは3つの帯をえらんでその組成を決定した。組成を測定するためには、(010)に直角な晶帯上の最大消光角による方法(加納, 1955)と、(010)の光軸面へのステレオ投影図による方法(宇留野, 1958)とを併用した。

型斑晶は組成が急変する3つの累帯群によつて構成されている。

最も石灰質な内核は、容積において全体の20~35%を占めている。最初はほぼ均質であつたと考えられるが、2次的変質の結果、虫喰状にAb成分に富む部分が生成し、あるいは部分的に緑泥石に変つている。また、内核に限つて、多量の微細な塵状包有物を含んでいることも1つの特徴である。虫喰状に変質した部分の斜長石の組成は、一般に、律動型の累帯構造をなす外套部の平均組成に近い。さらに、内核の輪郭は丸味を帯びてはいるがほぼ自形で、全体の外形に対応している。

内核の外縁部には、一般に、組成が内側から連続的によりソーダ質に変つている帯が存在し、組成変化図表ではこれが階段状(ステップ)になつている(第5図中のs部)。

第5図 斜長石大型斑晶の累帯構造と組成変化図



双晶としては、アルバイト式とカールスバッド式が最も多く、アルバイト・カールスバッド式、ペリクリン式およびその他がこれに次いでいる。また、双晶の様式と接合面とは内核・外套・外殻を通じて共通である。

(b) 0.5mm 前後の中型斑晶は一般に自形度が高く、包有物をほとんど含まず、かつ新鮮である。累帯構造はよく発達しているが、大型斑晶とは全くちがつて、傾斜のない律動型 (even-oscillatory type) を示し、その組成範囲もより狭く、 $An_{40-65}$  である。このような累帯構造は、酸性火山岩あるいは凝灰岩のなかの斜長石斑晶にしばしば見られるものである<sup>1)2)</sup>。

(c) 0.2mm 前後の小型ないし微斑晶は、一般に (010) に扁平な短冊状を示し、組成範囲の最も狭い単純な累帯構造を有す。たとえば、 $An_{42-50}$ ,  $An_{48-44}$ ,  $An_{42-54}$ ,  $An_{55-44}$

1) 本間不二男：地球，24，243~265，1935，地質雑，42，796~814，1935，岩鉱，15，8~25，1936，地質雑，44，494~498，1937。

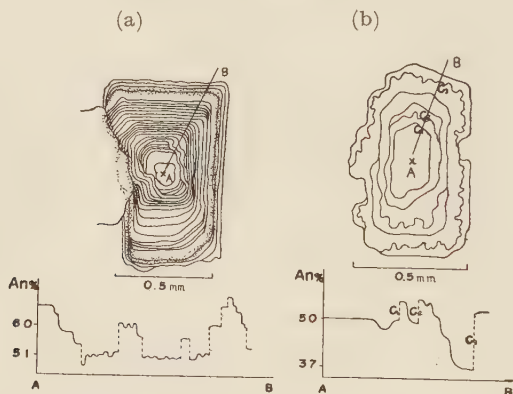
2) Kôzu S. and Watanabe S. : Imp. Acad. Proc., 8, 379~382, 1932.

の如く、平均組成は約  $An_{50}$  である。

この他に、同源捕獲岩と考えられる玄武岩質岩石のなかの斜長石斑晶の累帯構造は、以上のものとは全く異り、はつきりした逆型 (reverse type) を示す (第7図 (a), (b))。すなわち、中心部には一般にいちじるしく融蝕された  $An_{40\pm}$  の内核があり、それを塵状の包有物に富んだ  $An_{70\pm}$  の外套がとり巻き、さらに最外殻には、直ぐ内側よりも幾分ソーダ質の薄層が付着して、全体を包んでいる。

先にのべた大型ないし中型斑晶では、石灰質からソーダ質への組成変化は一般に連続的であるが、逆に、ソーダ質の帯から石灰質の帯に急変するところでは、必らず融蝕 (corrosion) 現象が見られる点に注目すべきである。ここで融蝕現象というのは、第5図 (a), (b), 第6図 (b), 第7図 (a), (b) などに見るように、内側の帯がその外側の帯によつ

第6図 斜長石中型斑晶の累帯構造とその組成変化図

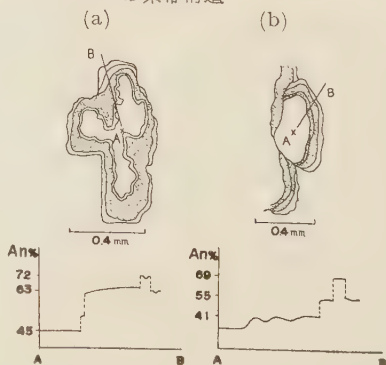


て切られ、両者が斜交する現象、あるいは、ある帯が内側に向つて彎入し、または食いこみ、一般に自形がくずされている現象を指す (図中の c)。

また、大型ないし中型斑晶を通じて、最外殻の組成はほぼ  $An_{50}$  で、この値は前にのべた微斑晶の平均組成に一致する。このことは、斑晶の形成過程における最末期の溶液の斜長石組成が、この程度のものであつたことを物語るものである。

ここで、大・中および小型斑晶の全体を通じて、 $An_{65}$ - $An_{75}$  の組成の斜長石 (あるいはそのような組成の帯) がほとんど欠けていることは、1つのいちじるしい現象である。

第7図 玄武岩質捕獲岩斜長石斑晶の累帯構造





斜長石斑晶の温度型は、一般に高温型ないし中間型のものが多いが、低温型のものも存在する。また、一個の斑晶のなかでも、(010)の光軸面へのステレオ投影図表の上で、各帯ごとに温度型にかなりの開きが生じ、しかも累帯構造と温度型との間には何ら一定の相関関係が認められないようである\*。

#### 4. 成 因 的 考 察

前に述べたように、斜長石斑晶の累帯構造に見られる融蝕現象は、つねに、組成がよりソーダ質の帯からより石灰質の帯に移るところで生じている。同じような現象については Phemister<sup>1)</sup> も指摘し、その根本的な原因を拡散速度と結晶速度との不均衡に求めている。まれにはそのような場合も考えられるが、一般には、この説明を許すほど、結晶は溶液中の一点に永く固定しているものとは思われない。筆者は、このような現象は、むしろ不飽和 (undersaturation)<sup>2)</sup> 条件によるものであると考える。したがって累帯構造そのものも、単なる温度と圧力の変化などによつて形成された<sup>1)3)</sup> ものではなく、むしろ、主として結晶に接する溶液の組成変化によつてもたらされたものと考えられる。

かつて Bowen も指摘したように<sup>4)</sup>、反応系列の上でより後期の溶液は、いかなる意味でも、より早期の結晶を溶かすことができない\*\* が、逆に、より早期の溶液はより後期の結晶を容易に溶かすことはできる。おそらく、斜長石の成長過程で、何度となく新しいより塩基性な溶液の供給を受け、結晶が不均質な溶液中を移動する間に、不飽和条件にたびたび遭遇したことであろう。

大型斑晶の外縁部は、その組成範囲、累帯構造の型、および、1つの結晶体のなかで占める容積の割合などから考えて、晶出の時期が中型斑晶のそれに対応するものと考えられる。この時期の溶液の性質は、同時に晶出した有色鉱物(主として紫蘇輝石と普通角閃石)の性質をも合せ考えて、石英安山岩質であつたことは明らかである。ところが、大型斑晶の内核の組成から考えると、その直前に、このような石灰質の斜長石を晶出しうるほど、溶液が塩基性(玄武岩質)であつた時期が存在したことはたしかである。なぜそのような組成の溶液が急激に酸性(石英安山岩質)に変化したかが、興味のある主要な問題である。筆者はその原因として花崗岩質物質による混成作用を考えているが、これについては最後にのべる。

前に述べたように、大型斑晶の石灰質な内核は、1次的にはほぼ均質であつたと考えられるが、その外縁部は連続的によりソーダ質になり、組成変化曲線の上でステップを形

\* このことは、図表の不完全さ、測定上の誤差、資料の不足などがかなり関係するので確定的なことはのべられない。

1) Phemister, J. : Min. Mag., **23**, 541~555, 1934.

2) Bowen (The Evolution of the Igneous Rocks, 1928.) にしたがひ、「反応系列の上でより早期の溶液より後期の組成に関して不飽和である」という意味で用いた。

3) Hills, E. S. : Geol. Mag., **73**, 49~56, 1936.

4) Bowen, N. L. : 上掲, 197~201, 1928.

\*\* 大型斑晶の内核がほとんど融蝕されずに白形を保っているのはこのためと考えられる。

成している。このステップは、すべての内核に普遍的に存在することと、組成変化が連続的であることから考えて、灰長石質の内核が、成長を休止したまま、混成作用の結果もたらされたより酸性の溶液とある期間不完全平衡の状態で共存している間に、ある程度改造(置換)作用<sup>1)</sup>が進んだことを示すものであろう。

一般に酸性火山岩のなかの石英斑晶は丸味を帯びていたり、彎入を持つているが、その場合でも両錐型断面の自形を保っていることが多い。ところが、この場合には、石英斑晶は、第2図のようにいずれもいちじるしい蝕蝕形を示し、自形ないしそれに近い形のものは全く見られない。このようにいちじるしく不規則な形の石英斑晶は、花崗岩から導入され、それが  $\text{SiO}_2$  に不飽和な溶液によつて溶かされた結果、このような形を呈するに至つたものと思われる。しかし、この問題の解明はこんごに残されているようである。

その他、たしかに花崗岩から導入されたと考えられる黒雲母の捕獲結晶が存在し、溶液との間に明らかに反応が行われたこと、同源捕獲岩と考えられる玄武岩質岩石のなかに、花崗岩から導入されたとされる斜長石の捕獲結晶が存在すること、そして、花崗岩質捕獲岩が少量ではあるが見出されること、などの事実は、この石英安山岩質岩石を形成した岩漿が、花崗岩質物質による影響を受けたであろうことを暗示する。

以上を総合して、筆者は、この岩石を形成した岩漿はもともと灰長石を晶出しつつあつたような玄武岩質なものであり、それが主として花崗岩質物質の混成作用の結果石英安山岩質に変化すると同時に、斜長石斑晶の急激な組成変化をもたらしたものと考える。

この岩石が形成された時期、すなわち中新世後期には、この地域の周辺で、均質な灰長石の大きな斑晶を含む玄武岩質岩漿が、大量に活動していたことが明らかになっている。三滝安山岩あるいは安山岩質玄武岩<sup>2)3)</sup>とよばれているものはその例である。このことは、上にのべた考えを裏付ける有力な根拠である\*。

## 5. 今 後 の 問 題

以上の考察は主として顕微鏡的な観察から導かれたものであるが、さらに岩石化学的観点から検討を加える必要があると考えており、これについてはあらためて報告したい。

さて、これまでに考察した問題は、つぎのようないくつかの重要な新しい課題を提供していると同時に、それらの解明に手がかりを与えていると思われる。

(1) 石英安山岩質混成岩体は、第1図(太い点線)に示すように、NNE 方向をもつ直線の上に配列しており、この方向は、阿武隈系の花崗石類が分布する地域の西北の限界

1) Bowen, N. L. : 前出, 1928.

2) 生出慶司 : 前出。

3) 生出慶司他 : 地球科学, 37, 60~66, 1958.

4) 根本忠寛 : 岩鉱, 3, 383~390, 4, 17~28, 68~80, 1930.

\* 玄武岩質岩漿が花崗岩質物質を同化して、急激にその組成を変えることのできるためには、いうまでもなく相当量の熱エネルギーが必要である。このためには、下方からの十分な熱の供給か、岩漿体を包む地域全体の地殻の等温面の上昇か、いずれかを考えねばならない。筆者はいま主に後の場合を考えている。また、このような条件が、同時に、均質な灰長石の大きな斑晶の形成をうながした原因にもなつたし、さらに、混成作用後のより酸性な溶液中において、斜長石が一時晶出を中止していたことの説明にもなると考えているが、この問題については機会を改めて報告したい。

として、ここにその存在が予想される断裂帯<sup>1)</sup>の方向と一致する\*。したがって、この断裂帯とその運動とが玄武岩質岩漿の噴出を導き、花崗岩質物質の混成作用を助けたものと考えられる。また、これより南部の地域では、この断裂帯は構造的に阿武隈上昇地塊の西の限界を画していると同時に、グリーン・タフ地域 (green tuff region)<sup>2)</sup>の東の限界をも画している。したがって、この線を実際にグリーン・タフが分布している地域の東の限界をたどりながら北に延長すると、大体川崎町釜房および宮城村白沢付近を通る。さらに重要なことは、このようにして延長された線が、重力異常における盛岡-白河線<sup>3)</sup>に一致することである。この線は、湊等<sup>4)</sup>も指摘しているように、構造発達史の上で重要な位置を占めているばかりでなく、この地域における新生代の火成活動の研究にも大きな意義をもっている。たとえば、この線の上には、ここでのべた岩体ばかりでなく、釜房山大倉山などいくつかの石英安山岩質侵入岩体 (いずれも時代は中新世後期) が配列しており、しかも、この線より西側の地域では、中新世後期に大量の石英安山岩質岩漿が活動しているにもかかわらず、東側の地域では全く活動していない\*\*。さらに、この線を境として西側と東側の地域における第三紀の火成活動は、全く対照的な性質をもっている。これらのことは、石英安山岩を含めた酸性火山岩類の成因に関係する問題であるとともに、岩石区あるいは造構運動と火成活動の関係を具体的に解明する問題として、さらにくわしく検討されなければならない。

2) 石英安山岩や流紋岩などの酸性火山岩類 (凝灰岩を含めて) と、玄武岩や安山岩などの塩基性火山岩類との間には、明らかに不連続な関係が存在し、成因的に重要な差異がみとめられる。とくに構成鉱物に関して、酸性火山岩類の場合、塩基性火山岩類ほどには、反応系列 (reaction series)<sup>5)</sup>から期待されるような一定の組合せと消長関係あるいは反応関係 (reaction relation) を示さないことが多い。この点で斜長石の組成変化、すなわち累帯構造についても同じことがいえるようである。

また、玄武岩あるいは玄武岩質安山岩と流紋岩のような、全く対立した組成の岩石が、同じ地域でほとんど同時に活動しているにもかかわらず、岩石系列の上で、一方から他方への連続的な変化をたどることのできない例が多い。

安山岩とともに、酸性火山岩類の玄武岩に対する量的関係が、結晶分化作用の仮説から期待されるものと一致しないことは、すでに指摘されているところであるが<sup>6)</sup>、これらの岩類の造構運動との対応様式が全くちがっていることも、同じく重要な問題である。

- 1) Minato, M. Yagi, K. and Hunahashi, M.: Bull. Earthq. Res. Inst., 36, 237~265, 1956.

\* 実際の断裂帯はある巾をもっており、1本の線では表現できないものであるが、この線はそのような断裂帯の東の限界として意味をもつ。

- 2) 湊 正雄: 新生代の研究, 14, 239~248, 1952.

- 3) Tsuboi, C. Jitsukawa A. and Tajima H.: Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl. 4, 311~406, 1956.

- 4) 湊 正雄他: 前出, 1956.

\*\* 仙台市の北部や松島・塩釜地域はまた別の構造単元に関係するので、ここではふれないでおく。

- 5) Bowen, N. L.: 前出, 54~62, 1929.

- 6) 牛来正夫: 火成岩成因論 (下), 5~13, 1958.



以上の観点から、筆者は、酸性火山岩類の成因は、塩基性火山岩類の成因にくらべてより複雑な異質の要因に支配されており、そのなかでも、花崗岩質物質が何らかの形で主要な役割を演じているものと考えている。この点で、ここにのべた石英安山岩質混成岩の成因は、その1つの例として重要な意味をもっている。また、Mathews<sup>1)</sup> が、最近、ある種の石英安山岩をくわしく研究してえた成因の結論は興味深い。彼もまた、斜長石斑晶の特異な累帯構造と、その組成範囲が bulk composition や norm から期待されるものと一致せず、異常に広かつ石灰質である点などに注目し、その原因を混成作用に結びつけている。牛来<sup>2)</sup> は、安山岩や流紋岩中の Cr と Ni の量的関係が、花崗岩類中におけるものとよく似ていることに注目し、「この事実は、主化学成分の近似性ととともに、これら両種の岩類の間に密接な成因（血縁）関係があることを示すものと考えられる」とのべている。とくに彼は、石英安山岩や流紋岩などの酸性火山岩類と火成侵入型花崗岩類とは、その成因の根源が同じであると考えている。牛来<sup>2)</sup> のこの考えは多くの示唆に富んでおり、こんご、具体的な多くの問題に即してさらに発展させる必要があると思われる。

石英安山岩あるいは流紋岩などとして一括されている酸性火山岩類は、その化学組成についてはもちろんのこと、構成鉱物の組成や組合せ、あるいは石基の組織などに関して、きわめて変異に富んでいるが、これらの変異は、その成因を考えるに当つて、野外における現出状態とともに詳細に検討されなければならない。この点で、第四紀火山の cone を形成しているきわめて少量の石英安山岩と、地質時代のある一定の時期に、特定の造構運動やその発展段階に対応して活動した大量の石英安山岩（凝灰岩を含めて）とについて、2つの成因を同一に論ずることはできないように思われる\*。両者はその岩石学的性質と活動様式を異にしているばかりでなく、前者は、それと相前後して同じ場所で活動したより塩基性な岩石との間に、連続的な組成変化をたどることができるが、後者についてはそれが不可能なことが多い。

また、石英安山岩のなかには、多量の捕獲結晶や捕獲岩が含まれていることが多いが、これらについても、上述の変異性と合せて検討する必要がある。特に、ある種の石英安山岩中には、しばしば、ここにのべたような玄武岩質あるいは輝緑岩質岩石と花崗岩質岩石の2種の捕獲岩が見出される。鳴子火山<sup>3)</sup> の熔岩もその典型的な例である。筆者は、このような捕獲岩の組合せは、その岩石の成因に関して特別な意義をもつものと考える。

結局、酸性火山岩類と塩基性火山岩類との間に存在する対立と不連続、および、前者がより一そう変異に富んでいることに注目し、それらを微細に検討することによつてその原因を解明することこそ、酸性火山岩類の成因を解明する重要な問題の1つであると考え。

(3) 酸性火山岩のなかの石英斑晶は、一般に融蝕形を示しているが、これがどのよう

1) Mathews, W. H. : Am. Jour. Sci., **255**, 400~415, 1957.

2) 牛来正夫：前出。

\* カラデラの形成と密接に関連している酸性岩漿の成因は、また特殊な問題を提示している。たとえば、那須火山帯だけに限つていうと、カラデラと酸性噴出物が北部に多く発達していることは、岩漿それ自身の結晶分化作用によつては説明できない問題で、明らかに基盤構造に規定されている問題として解明されなければならないと考える。

3) 生出慶司：東北大岩鉱教室卒論，1950.

な条件によつて形成されたものであるかについては、これほど普遍的な現象でありながら、従来あまり深く検討されてはいなかつた。Iddings<sup>1)</sup> は、かつて、石英のいわゆる融蝕形が実は融蝕によるものではなく、成長過程における形態の不完全発達によるものであると主張した。自形に近い斑晶に見られる単なる彎入は、彼の考えでも十分説明できるが、ここでのべた岩石に見られるような全く不規則な形のは、やはり晶出後の何らかの条件による融蝕にその原因を求めた方がよいと考える。神津等は、斑状石英についての系統的な研究のなかで、融蝕形の原因として岩漿融蝕 (magmatic corrosion) を重視しているが、断定はできないとのべている<sup>2)</sup>。

ここで問題になるのは、ふつうの結晶分化作用の過程では、一旦晶出した石英が、これほどいちじるしく融蝕されるような条件は容易には考えにくい、ということである。したがつて、このような形をもたらしした物理・化学的条件について深く考えてみると同時に、個々の岩石標本について、その石英斑晶の形や内部構造にもつと注目する必要があると考える。また、酸性火山岩類のなかに石英斑晶が含まれている場合と、norm quartz は多量でありながら石英斑晶を全く欠き、石英のみに多量の石英を有する場合<sup>3)4)</sup> とが存在することも、特に注目すべき問題である。これらの問題は、ともに、酸性火山岩の成因に関係する重要な課題であると考えられる。

(4) 累帯構造を示す1個の斜長石斑晶において、各帯の温度型に違いが見られることについてはすでにのべた。宇留野<sup>5)</sup> も、深成岩体の斜長石に関して同じような現象を指摘している。筆者は、斜長石斑晶の累帯構造と各帯の温度型との間には、個々の岩体に関して、その生成(冷却)過程を反映したある特定の相関関係が存在すると考えているが、これについては、前にのべた測定上の問題をも含めて系統的に吟味されなければならない。

また、ペリクリン双晶の接合面の方向は、広く知られているように、斜長石の組成が変るにしたがつて変化する。したがつて、このことを累帯構造を示す結晶に当てはめて考えると、組成が不連続的に変る帯と帯の間でペリクリン双晶の接合面は折れるか、あるいは組成が連続的に変るところでは彎曲しなければならないはずである。ところが、実際にはそのような現象を見出すことはできない。逆に、接合面は一定の方向を保つたまま各帯に共有されている(第4図(d)の下部、多少彎曲して見えるのはハレーションの結果である)。この事実も、従来の概念ではきわめて説明が困難な問題のように思われる。

以上にのべた2つのことがらは、ともに、斜長石それ自体の鉱物学的問題であると同時に、それ以上に岩石学的な問題でもある。舟橋<sup>6)</sup> は一般に岩石が歴史的に変遷する条件の下で形成された、開放系・不完全平衡の産物であることに特に注目し、条件の固定された閉鎖系・完全平衡のモデル実験からえられた既成の概念と実在との間の矛盾を重視すべきであると強調している。筆者はこの意見に全く賛成である。上述の問題も、このような岩石の生成条件の表現としてとらえ、同じ観点から再検討されなければならないと考える。

- 1) Iddings, J. P. : Rock Minerals, 61~63, 1911.
- 2) 神津俊祐, 待場 勇, 竹内常彦 : 岩鉱, 20, 81~97, 1938.
- 3) 久野 久 : 火山及び火山岩, 211, 1954.
- 4) 八木健三 : 岩鉱, 33, 3~17, 1949.
- 5) 宇留野勝敏 : 岩 鉱, 42, 70~82, 1958.
- 6) 舟橋三男 : 地球科学, 地函研, 43, 23~31, 1959.

## 山形県沖陸棚堆積物中の有機物

## — 現世堆積物中の有機物の研究 (第3報) —

Distribution of organic constituents in the shelf  
sediments off Yamagata Prefecture  
— Studies on the organic constituents of Recent  
sediments (3rd report) —

島田 昱 郎 (Ikuro Shimada)\*

**Abstract :** Distribution of extractable organic matters, hydrocarbon content and some other organic compounds in the bottom sediments which were collected from the continental shelf off Kamo and Fukura, Yamagata Prefecture, has been studied with reference to the distance from the coast, and the lithologic features of the sediments.

The small quantities of lipid substances were obtained from all the selected 67 bottom samples. They are generally subject to the distribution of sediments which can be divided into three zones such as near-shore fine sand to the depth of nearly 40 m (average value 0.04 %), off-shore coarse sand between 40 to 70 m (0.06%), and silt and clay below 100 m depth (0.08 %). The high extractable contents are concentrated in the submarine basin in the east side of Tobishima Island, and in the narrow trough running in NNE direction in the south of this basin (0.07 to 0.18 % of the samples). In these places, there are also relatively high hydrocarbons and asphaltene contents of the column chromatographic fractions. Besides, the high contents are partly extracted in sapropelic mud contained in the off-shore coarse sand zone off Kamo, but the rate of chromatographic fractions is not always high. Free sulfur was obtained from the samples of the regions above mentioned. It seems that the free sulfur is contained within the bottom samples characterized by high extractable fractions. The column chromatographic fractions of these lipid substances show the high hydrocarbons and asphaltenes in composition, and the high paraffinic in hydrocarbon proportions are more than that of the lagoon sediments from the Hachiro-gata.

## 1. ま え が き

現世海成堆積物中の有機物組成については、大部分の原油が海成堆積環境下で生成されている事実から、石油成因論の問題に関連して古くから注目されてきた。近年になつて、

\* 東北大学理学部岩石鈹物鈹床学教室

P.V. Smith<sup>1)</sup>, N. P. Stevens<sup>2)</sup>, E. D. Evans<sup>3)</sup>, W. L. Orr<sup>4)</sup> 等によつて、メキシコ湾・カリフォルニア沖、その他の現世海成堆積物中から炭化水素を抽出し、石油化に關連した興味ある研究が報告されている。

筆者はたまたま 1957 年及び 1958 年の夏、山形県加茂沖及び吹浦沖で行なわれた日本海大陸棚の底質調査に、海上保安庁水路部の支援のもとに参加する機会を得たが、その際に採泥した底質試料についてカラムクロマトグラフ法を用いて炭化水素の分離を試みた。日本近海に於けるこの種の資料は、従来極めて少ないので、本報では分析の結果得られたこれらの陸棚堆積物中の有機物組成の分布について報告する。

## 2. 底質試料の採集

調査地域は山形県加茂沖及び吹浦沖の北緯  $38^{\circ}40'$  から  $39^{\circ}20'$ 、東経  $139^{\circ}25'$  から  $139^{\circ}55'$  にわたる範囲である\*。加茂沖の調査は 1957 年 7 月 11 日から 14 日まで行ない、よりい丸 (4.5 トン)・天海丸 (100 トン) により 51 地点 (A~H, T) で採泥した\*\*。又吹浦沖の調査は 1958 年 7 月 28 日から 30 日まで行ない、明洋丸 (200 トン) により 60 地点 (SA~SF, No. 17, 19) で採泥した\*\*\*。調査した海域の深度は 3.8 m から 440 m に及んでいる (第 1 図)。

## 3. 大陸棚について

加茂沖及び吹浦沖の大陸棚は巾約 20 km で一般に緩い傾斜であるが、北部の金浦沖では比較的急傾斜である。この地域の大陸棚は三つの平坦面に区分される。第一平坦面 (水深 120~150 m) は、大陸棚の外縁に発達する平坦面で、南西部によく発達しその傾斜勾配は約  $0^{\circ}20'$  である。第二平坦面 (水深 70~100 m) は、由良沖及び吹浦沖に発達し第一平坦面との間の斜面は約  $1^{\circ}$  の緩傾斜である。第三平坦面 (水深 40~70 m) は、中央部の酒田沖に顕著に発達し第二平坦面とは雁行状に分布発達しているがその境界は明らかでない。飛島の東側に 400 m から 450 m に及ぶ楕円形状の海底盆地が観察され、又この盆地の南部に於いて NNE 方向に細長く発達した海底谷が認められる。この方向は又本州弧の方向とも一致している。

1) Smith, P. V. : Science, **116**, 437~439, 1952; Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **38**, 377~404, 1954.

2) Stevens, N. P., Bray, E. E. and Evans, E. D. : Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **40**, 957~983, 1956.

3) Evans, E. D., Kenny, G. S., Meinschein, W. G. and Bray, E. E. : Anal. Chem., **29**, 1858~1861, 1957.

4) Orr, W. L. and Emery, K. O. : Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1247~1258, 1956.

\* 別にこの地域で石油資源株式会社及び資源科学研究所で採泥を行なつたが、採泥位置は全て異なるものである。

\*\* 加茂沖の調査には増田孝一郎・熊谷憲一 (貝類)、小塚陽・塩原鉄郎 (有孔虫)、加賀美英雄 (粒度分析) が参加した。

\*\*\* 吹浦沖の調査には岩井淳一・加賀美英雄 (粒度分析、重鉍物)、塩原鉄郎 (有孔虫) が参加した。



第1図 山形県沖底質分布及び採泥地点図



1. very coarse sand, 2. coarse sand, 3. medium sand,  
4. fine sand, 5. silt, 6. clay, 7. 採泥地点

#### 4. 底質の分布

本地域の底質は、南部では near-shore fine sand zone, off-shore coarse sand zone, silt and clay zone の順に堆積物が分布し、北部では near-shore fine sand zone に続いて silt and clay zone が広く陸棚上に分布している。

near-shore fine sand zone は深度 40 m 附近迄に分布し sorting の極めて良好な細砂である。off-shore coarse sand zone は深度 40 m から 70 m にわたり pebble, cobble をもつた赤褐色の粗砂で特徴づけられ、又しばしば腐泥質な泥塊、鉄質の concretion 等を含有する。silt and clay zone は南部で 100 m 以深、北部では 50 m 以深に分布し、多少砂粒を混えた比較的 sorting の悪い青緑色～青灰色の泥及びシルトか

第 1 表

試 料	深 度 (m)	底質	* 抽出量 (%)	クロマトグラフ分析(%)**				炭化 水素 抽出量	O・N・S 化合物 抽出量	* 遊離 硫黄 (%)
				パラフィ ン・ナフ テン系 炭化水素	芳香族 炭化 水素	O・N・S 化合物	残渣			
A-1	4.5	I	0.04	9.7	8.5	29.3	52.5	0.18	0.28	
A-2	38	I	0.04	11.1	11.1	31.2	46.6	0.22	0.31	
B-1	5.5	I	0.03	7.9	7.9	30.1	54.1	0.16	0.30	
B-2	23.4	I	0.04	9.6	5.5	34.2	50.7	0.15	0.34	
C-1	8.1	I	0.03	8.4	6.0	28.5	57.1	0.15	0.28	
C-2	23.5	I	0.03	10.3	7.3	30.9	51.5	0.18	0.31	
C-4	48.5	I	0.04	17.8	12.3	31.5	38.4	0.30	0.31	0.004
D-1	3.8	I	0.03	10.5	8.8	31.2	49.5	0.19	0.31	
D-2	25.7	I	0.02	12.5	6.2	33.3	48.0	0.19	0.33	
D-5	54.1	II	0.04	17.5	13.7	38.7	30.1	0.31	0.38	0.005
E-1	11	I	0.04	9.2	8.3	27.8	54.7	0.17	0.28	
E-2	20.3	I	0.04	9.5	8.1	29.7	52.7	0.17	0.29	0.002
E-10	56.6	I	1.21	8.5	9.8	28.0	53.7	0.18	0.28	0.479
F-1	11	I	0.03	9.2	12.3	26.2	52.3	0.21	0.26	
G-1	23.1	I	0.04	7.8	10.4	26.0	55.8	0.18	0.25	
G-2	42	I	0.07	12.8	10.7	32.1	44.4	0.23	0.32	0.022
H-3	74.3	II	0.12	18.2	12.3	30.9	38.6	0.28	0.28	0.013
T-3	83	III	0.07	8.8	8.1	25.0	58.1	0.17	0.25	
T-4	120	III	0.05	9.0	7.0	30.0	54.0	0.16	0.30	
T-5	252	III	0.05	12.8	10.1	45.9	31.2	0.23	0.46	0.008
T-6	251	IV	0.17	12.1	11.0	47.8	29.1	0.23	0.48	0.039
T-7	172	III	0.05	12.9	9.4	29.4	48.3	0.22	0.29	
T-8	140	III	0.05	11.0	10.0	33.0	46.0	0.21	0.33	
T-9	109	III	0.05	14.1	11.8	32.9	41.2	0.26	0.33	0.006
T-10	89	III	0.07	10.4	9.6	25.2	54.8	0.20	0.25	0.007
SA-1	22	I	0.04	8.2	4.5	29.0	58.3	0.13	0.28	
SA-5	63	I	0.05	13.5	10.5	30.5	45.5	0.23	0.30	
SA-6	128	II	0.05	14.4	7.7	38.8	39.1	0.22	0.39	0.007
SA-7	220	III	0.07	17.0	14.2	34.5	34.3	0.31	0.34	0.012
SB-2	26	I	0.04	7.0	5.5	28.4	59.1	0.12	0.28	
SB-5	55	II	0.04	10.3	8.2	29.5	52.0	0.18	0.29	
SB-7	72	II	0.04	12.0	9.0	28.5	50.5	0.21	0.28	
SB-8	92	III	0.05	13.7	8.7	45.0	32.6	0.22	0.45	0.014
SB-9	115	III	0.05	10.9	8.7	43.4	37.0	0.19	0.43	0.008
SB-10	240	III	0.08	13.8	10.0	36.2	40.0	0.24	0.36	0.017
SC-2	30	I	0.04	9.0	10.3	30.2	50.5	0.17	0.29	
SC-6	74	I	0.05	10.5	8.3	25.0	56.2	0.19	0.24	
SC-7	84	II	0.05	12.5	6.7	25.0	55.8	0.19	0.25	
SC-8	108	III	0.05	11.7	5.3	28.7	54.3	0.17	0.29	
SC-9	204	III	0.07	9.7	8.1	39.5	42.7	0.18	0.39	0.013
SC-10	304	III	0.08	17.0	14.0	36.3	32.7	0.31	0.36	0.015
SC-11	330	III	0.10	16.9	13.5	32.8	36.8	0.30	0.33	0.011
SC-12	136	III	0.05	13.6	8.2	35.2	43.0	0.22	0.35	
SC-13	134	III	0.06	14.2	7.7	36.1	42.0	0.22	0.36	
SD-1	16	I	0.04	8.5	6.0	27.0	58.5	0.14	0.26	
SD-5	84	II	0.05	12.6	9.5	42.1	35.8	0.22	0.42	
SD-6	90	III	0.05	13.6	5.3	29.4	51.7	0.18	0.28	
SD-7	126	III	0.05	17.4	5.8	33.0	43.8	0.23	0.33	
SD-8	300	III	0.07	19.4	9.3	31.0	40.3	0.29	0.31	0.016
SD-11	128	III	0.05	18.2	4.3	36.0	41.5	0.23	0.36	0.010
SD-12	128	III	0.05	17.0	3.1	37.2	42.7	0.20	0.37	

試料	深度 (m)	底質	抽出量 (%)	クロマトグラフ分析(%)**				炭化 水素 抽出量	O・N・S 化合物 抽出量	* 遊離 硫黄 (%)
				パラフィン・ ナフテン系 炭化水素	芳香族 炭化 水素	O・N・S 化合物	残渣			
SE-1	28	I	0.04	8.2	5.8	26.5	59.5	0.14	0.26	
SE-2	73	II	0.08	11.0	7.2	32.0	49.8	0.18	0.32	0.007
SE-3	88	III	0.08	11.3	9.2	33.3	46.2	0.20	0.33	0.010
SE-4	130	III	0.05	11.6	10.6	28.1	49.7	0.22	0.28	
SE-5	234	III	0.07	13.9	8.1	45.9	32.1	0.22	0.45	0.013
SE-6	363	III	0.10	15.6	12.1	37.0	35.3	0.28	0.37	0.018
SE-7	320	III	0.07	19.3	13.8	41.3	25.6	0.32	0.41	0.015
SF-1	38	I	0.04	8.4	7.0	32.5	52.1	0.14	0.32	
SF-2	73	II	0.07	11.2	6.9	35.1	46.8	0.18	0.35	0.008
SF-3	100	III	0.06	10.5	8.7	32.3	48.5	0.18	0.32	0.006
SF-4	209	III	0.06	14.2	10.1	46.3	29.4	0.24	0.46	0.013
SF-5	434	III	0.13	19.6	14.2	44.1	22.1	0.34	0.44	0.035
SF-6	440	III	0.18	18.7	12.1	39.6	29.6	0.31	0.40	0.043
SF-7	145	II	0.06	9.5	7.5	30.5	52.5	0.16	0.30	
SF-8	121	II	0.06	14.7	7.2	36.2	41.9	0.22	0.36	
No.19	63	II	0.07	10.8	5.0	26.0	58.2	0.15	0.26	0.004

I near-shore fine sand zone

\* 試料に対する重量%

II off-shore coarse sand zone

\*\* 抽出量に対する重量%

III silt and clay zone

らなる。これらの底質の記載及び貝類・有孔虫類については、夫々の分坦者に依り一部報告されている。<sup>1)2)</sup>

## 5. 実験結果 (第1表)

### 1) 有機抽出量

本地域から採泥した 111 個の底質試料の中 67 個について実験を行なった\*。最も抽出量の多いものは E-10 (1.21%, 56.6 m) で黒色腐泥質の泥塊を含む赤褐色の粗砂である。この様な陸棚上に泥塊を含有する砂質堆積物は一般に抽出量が多く、何れも黒色の粘稠性を帯びたタール状の物質である。E-10 を除いた試料の平均は 0.061% であるが、near-shore fine sand zone 19 個, off-shore coarse sand zone 13 個, silt and clay zone 35 個の平均は夫々 0.040%, 0.059%, 0.072% を示し、相対的に海の深度と抽出量は略比例的関係にある傾向が認められる。これらの抽出物は亦一般に淡黄褐色～黄緑色～暗緑色の粘稠性タール状の類似した性状を呈している。

### 2) カラムクロマトグラフに依る抽出有機物の組成

a) 正ヘキサン溶出分：一般的な性状は無色油性の物質（大部分は飽和炭化水素）で

1) 増田孝一郎・熊谷憲・小塚陽・井上寛生・星野通平：水路要報, 57, 36～44, 1958.

2) Kagami, H.: Rec. Ocean Wks. Japan, 5, 60～67, 1959.

\* 実験方法については既に前報 (岩鉱, 41, 9～15, 1957; 42, 82～89, 1958.) で述べてあるので省略する。

あるが、しばしば乳白色～淡黄色の針状結晶を含んでいる。この結晶の大部分は遊離硫黄である。溶出量は最高 19.6% (SF-5:434 m), 最小 7.8% (G-1:23 m) であるが, near-shore fine sand zone, off-shore coarse sand zone, silt and clay zone の夫々の平均値は 10.0%, 13.6%, 14.0% で, 抽出量と同様に海の深度及び堆積物の分布状態と調和して増加している。

b) **ベンゼン溶出分**: 一般に乳白色～淡黄色の粘稠性のある油状～ワックス様の物質 (大部分は芳香族系炭化水素) で, 又しばしば微細な粒状の結晶を含んでいる。ヘキサン溶出分とはアルミナ柱でベンゼン溶出分の淡黄色帯前線の流下で区別される。最大 14.2% (SF-5:434 m, SA-7:220 m), 最小 3.1% (SD-12:128 m), 平均 9.3% である。抽出量及びヘキサン溶出分に見られる様な深さに比例して増加して行く規則的な傾向は認められず, 特に silt and clay zone の試料での溶出量はかなり変化している。ヘキサンとベンゼン溶出量の炭化水素分に対する割合は, 各底質の分帯に於いて near-shore fine sand zone 54.2%, 45.8%, off-shore coarse sand zone 58.1%, 41.9%, silt and clay zone 60.1%, 39.9% と何れも相対的にベンゼンの方が少なく, この事は本地域の陸棚堆積物に於ける一つの特徴と云えよう。

c) **ピリジン・アセトン・エタノール溶出分**: この溶出分は, 黄褐色のタール状～グリース状の比較的重い物質で第 1 表にも示した如く, ヘキサン及びベンゼン溶出分に較べて 2~3 倍量溶出分離された。最大 47.8% (T-6:251 m), 最小 25.0% (T-3:83 m, SC-7:84 m), 平均 34.4% で, 各試料とも相対的に海の深度と共に増加している傾向が見られる。尚アルミナ柱に吸着された polar compounds は平均 40% である。

### 3) 遊離硫黄

遊離硫黄は NaCN 溶液で滴定し若干量検出された。最も多く検出された試料は E-10 で 0.479% を示し, 顕著な鮮黄色の針状～粒状結晶が認められた。しかしその他の試料は一般に少なく, 0.043% (SF-6:440 m) から 0.002% (E-2:20.3 m) で象潟沖の silt and clay zone と加茂沖の off-shore coarse sand zone に比較的に含まれている傾向が見られる。

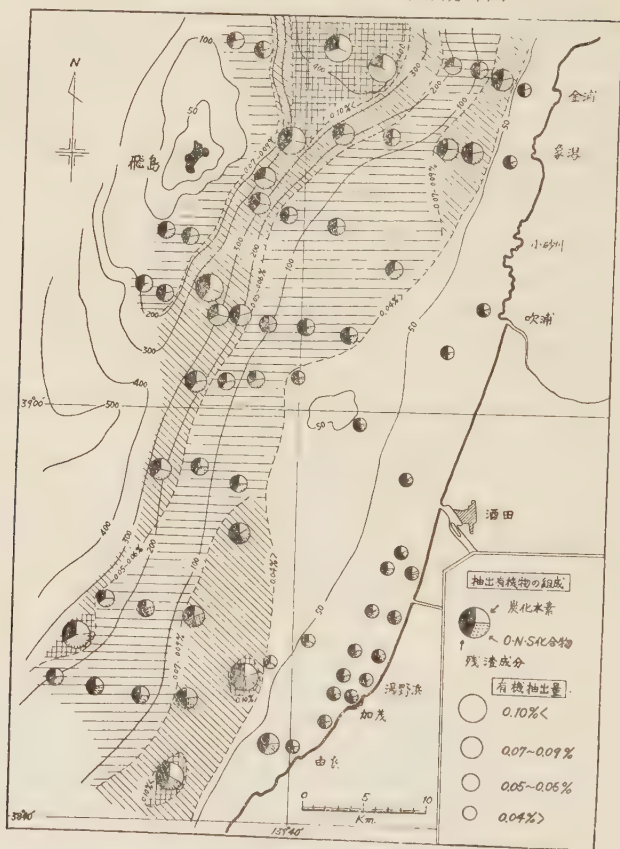
## 6. 考 察

### 1) 抽出量及び抽出有機成分の分布について

前項で述べた実験結果から, 本地域の陸棚堆積物のベンゼン・アセトン・エタノール混溶媒に依る有機抽出量及びカラムクロマトグラフで分離溶出した抽出有機物の各組成は, 深度 40 m 前後迄の near-shore fine sand zone, 40~100 m の off-shore coarse sand zone, 100 m 以深 (北部の象潟, 金浦沖では 50 m 以深) の silt and clay zone の夫々の底質分布に支配されている事が指摘されよう。分析した 67 個の試料の抽出量とクロマトグラフの各溶出分の割合及び 0.04% >, 0.05~0.06%, 0.07~0.09%, 0.10% < の夫々の等抽出量線を求め, その分布を第 2 図に示した。これに依ると有機抽出量は飛島の東側で観察される深度 400~450 m の海盆に最も多く (0.10~0.18%), 次いでその南に NNE 方向に細長く発達した海底谷に多く抽出されている。又この部分では相対的に炭化水素・アスファルト量とも高く, アルミナ柱に吸着される物質は比較的少ない。この資



第2図 抽出有機物の量及び組成分布図



料は本地域に於ける 陸棚堆積物中の 有機物の分布の 一つの特徴として指摘され、上記の海盆及び海底谷は炭化水素の生成・保存にとって相應しい環境と云うことが出来る。

平均値から各量とも相対的に深度と略比関係にあることは指摘したが、しかしながら各採泥測線に於ける個々の量的分布は必ずしも深度と比例関係を示さず、むしろかなりの不規則性がみられ、特に抽出量は金浦・象潟沖及び加茂沖の深度 50~100 m の部分でかなり多く抽出されている。この局部的に高量を示す部分の底質は、金浦・象潟沖では泥であるが、加茂沖ではしばしば泥塊を作る粗砂である。しかしこの部分の炭化水素量は深度の深い silt and clay zone のものと比較して必ずしも高くなく、抽出量の割にアルミナ柱に吸着される polar compounds が多い結果が得られている。

以上の結果から、この地域の陸棚堆積物中の有機抽出量は飛島の東側の海盆と海底谷に於ける silt and clay zone の部分と、加茂沖の泥塊を作る off-shore coarse sand

zone に多く、結論的に岩相特に silt-clay 含量に影響し又堆積環境の地形的条件をその支配的な要因として指摘されよう。

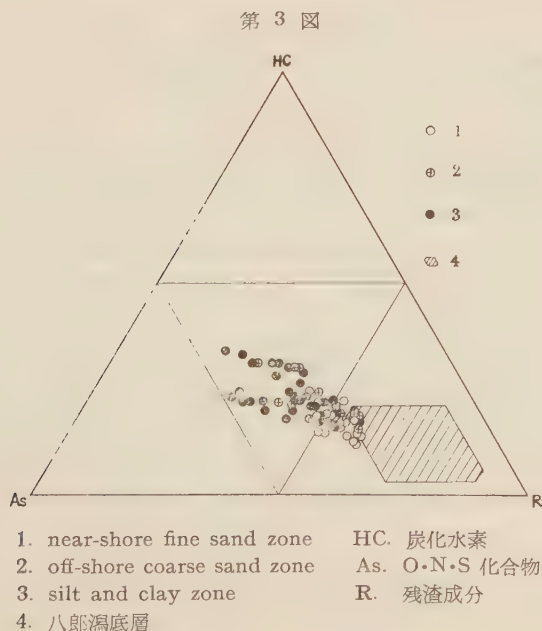
遊離硫黄は亦比較的この二つの地帯に検出され、抽出量の多い環境と密接に関係し、特に加茂沖の coarse sand zone に帯状に分布していることは極めて興味深い事である。coarse sand zone にしばしば見られるこの泥の生成は、海流・汐流の影響も考えられるが、むしろこの地域の海底地形（礁地形等）に支配された一種の小規模な凹地形で海水の流動攪拌の少ない状態の下で部分的に生成されたものであろう。従つて浅い環境でありながら有機物の保存に適した環境であろうと思われる。coarse sand zone の泥質部分から検出された硫黄は、亦この様な環境に於いて恐らく硫化鉄が有機物に富んだ堆積物と共に還元状態の下でバクテリアの作用により生成されたものであろうと考えられる。この様な浅い環境に於ける粗粒堆積物に伴う泥塊の生成及びその中に含まれる有機物の問題は、海成起源の地層について含有有機物とその環境を考察する際考慮する必要があると思われる。

現世堆積物中の遊離硫黄の資料は従来極めて少ないが、有機抽出量及びその組成と遊離硫黄との関係は、特に石油の生成環境とも関連して注目すべき問題であろうと思われる。

今回の調査及び分析では 450 m 迄しか行う事が出来なかつたが、これ以深に於て果して海成堆積物中の有機物がどの様に分布するか今後検討すべき問題であらう。

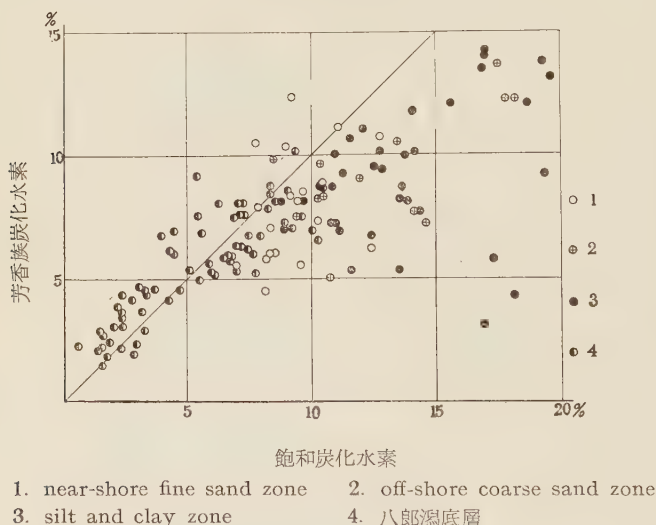
## 2) 抽出有機物の組成について

カラムクロマトグラフで得られた各試料の溶出分の割合を HC・As・R の三成分系図に



依つて示すと第3図の如くで near-shore fine sand zone から silt and clay zone にかけて炭化水素量が増加している分布関係が明瞭に認められる。尚筆者がこれ迄行なつた八郎潟底層試料<sup>1)2)</sup>のものと比較すると八郎潟のパラフィン系・芳香族系・アスファルト質の各溶出分の平均値 6.6%, 6.2%, 21.1% に対し、陸棚堆積物は夫々 13.1%, 9.3%, 34.4% で各溶出分とも多い組成関係が認められ、三成分系図でも明確に区分される。

第4図



又抽出量に於いて八郎潟の 0.16% に対し、0.06% とはるかに少ないにもかかわらずアルミナ柱に吸着される polar compounds が比較的少ない事は本質的には堆積環境を反映しているものとは云え注目すべき事である。次にパラフィン系と芳香族系の夫々の溶出分の量的関係を第4図に示したが、本地域の陸棚堆積物の炭化水素はパラフィン質であり八郎潟の全般的に炭化水素含量が少なく亦パラフィン／芳香族比が略等しいのと比較して現世堆積物中の有機物の一つの特徴と云える。これらの有機物組成の相異は、根源物質としての母材有機物とその支配的な要因をなしているものと考えられる。

本研究にあたり御指導を賜つた加藤磐雄助教授、底質試料の採泥に多大の便宜と御助力をいたゞいた海上保安庁水路部の工藤慶策・星野通平・佐藤孫七の諸氏並びによりい丸・天海丸・明洋丸の各職員に感謝の意を表する。又調査に共に参加し種々御討論をいたゞいた東北大学の岩井淳・増田孝一郎・塩原鉄郎・熊谷憲一の諸氏、石油資源酒田鉱業所の小塚陽氏、東京大学の加賀美英雄氏に厚く御礼申し上げる。

1) 加藤磐雄, 島田昱郎: 岩鉱, **41**, 9~15, 1957.

2) 島田昱郎: 岩鉱, **42**, 82~89, 1958.

## 滑石肺より得られた滑石結晶について

On the talc crystals obtained from a  
talc pneumoconiosis lung.

八 木 健 三 (Kenzo Yagi)\*

今 野 淳 (Kiyoshi Konno)\*\*

**Abstract:** This is the first case of a talc pneumoconiosis not associated with tuberculosis or other diseases in Japan. The talc crystals were separated from the dried lung tissue after the Sundius and Bygdoen method, amounting over 10 % in weight of the lung tissue. The crystals are prismatic or scaly in shape, and 0.004–0.016 mm in length. Colorless and distinct cleavages. Refractive indices  $\alpha=1.540$ ,  $\gamma=1.585$ . X-ray diffraction pattern shows several peaks characteristic to talc. The chemical composition of this talc is shown in Table 3, and is compared with talcs from different localities in Table 4. The chemical formula of this talc is calculated as  $H_{1.70} Mg_{3.14} Si_{4.00} O_{12.00}$ .

## 1. ま え が き

鉾山において、石英粉末を肺中に吸収することによつて、いわゆる珪肺 (silicosis) の症状を呈することは、周知のところである。また滑石粉末を吸収したときにおこる滑石肺 (talc pneumoconiosis) も、最初 Thorel<sup>1)</sup> によつて報告されてから、諸外国では多数<sup>2)3)4)</sup>の例が知られている。しかるに我国では従来その例がなく、最近瀬良、田中<sup>5)</sup>、高橋<sup>6)</sup>らにより、滑石肺と結核との合併例で死亡した剖検例が報告されているにすぎず、純粹の滑石肺の生検は報告されていない。最近われわれは滑石肺の一例を発見し、その生検をおこない、その肺より得られた滑石結晶について、詳細な鉍物学的研究を行つた。その生検結果や病理的処見の詳細は他<sup>7)</sup>に述べてあるので、ここにはその概要のみにとどめ、鉍物学的研究の詳細を報告したい。

\* 東北大学教養部地学教室

\*\* 東北大学抗酸菌病研究所

1) Thorel, C : Beitr. Path. Anat., **20**, 85, 1896.

2) Dresseu, W. C. : J. Indust. Hyg., **15**, 55, 1938.

3) Porro, F. W., Patton, J. R. and Hobbs, A. A., Jr. : Amer. J. Röntgenol., **47**, 507, 1942.

4) Seeler, A. O., Gryboski, J. S. and MacMahon, H. E. : A. M. A. Arch. Indust. Health, **19**, 392, 1959.

5) 瀬良, 田中 : 労働科学, **32**, 287, 1956.

6) 高橋, 福井, 瀬良 : 大阪工試季報, **9**, 242, 1958.

7) 今野淳, 金淵一郎, 八木健三 : 結核病 (印刷中)



## 2. 病 理 的 処 見

患者 (49 才, 男) は 1934 年満州営口にある満洲タルク株式会社に入社し, 大石橋産の滑石原鉱よりタルク粉末を製造する部門の現場監督として勤務した。この現場は滑石微粉を篩わけするため, 数 m さきは識別ができないほど粉塵が立ちこめ, 作業後は顔が真白になるほどであつたという。ここで 1 年間働いたのち退社。それ以来は滑石粉塵を吸収するような事はなかつた。

患者は体格中位, 栄養良好, 体温正常で, 胸部理学的所見は打診, 聴診ともに正常で, 肺機能にも異状はみとめられない。また肺粘性, 弾性抵抗などもほぼ正常であり, 心臓カテーテルによる所見でも異常はみとめられなかつた。

しかし X 線的所見によると両肺全野にわたり, 網目状陰影があり, その間に多数の粟粒大の結節が見られ, 特に右側に多く見られる。全体として塵肺第 1 度の所見であつた。このため患者は従来集団 X 線検診でつねに, 肺結核要注意とされてきたという。

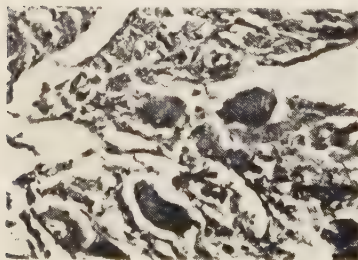
つぎに右第 5 肋間にて開胸して, 肺生検をおこなつたところ, 右肺全部に亜米粒大及び粟粒大の硬結が無数に触知され, 特に中葉 S<sub>3</sub> 下面に小指頭大の硬結が触知された。この中, 下葉を切除した。なおこの患者は手術後約 1 カ月で退院し, 現在再び警官として勤務している。

## 3. 顕 微 鏡 的 観 察

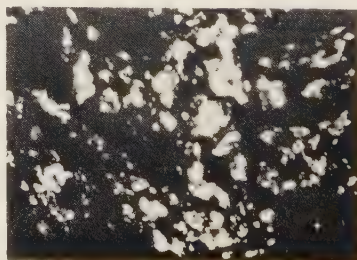
摘出肺は中, 下葉ともに一様に稍硬く, 抵抗を増し, 表面は肺泡構造が粗となり, 所々に炭末色をおびた灰白色の亜米粒大の結節を見る。この病理組織標本を顕微鏡下に検すると, 微細な長柱状, 針状または鱗片状の結晶が無数に存在し, やや平行な配列を示す。これらの結晶は, 組織球形細胞中に吞食され, また異物巨細胞の中に多数吞食されている。このような吞食細胞からなる結節状病変は, 一種独特な形をなし, 珪肺にみられるような硝子様変性におちいる所見はみとめない。結節は一般に小さいが, その分布はきわめて密で, 一部は互いに融合し, 健康な実質部はきわめて僅かになっている (第 1 図)。

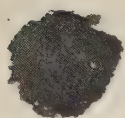
しかしこれらの結晶は必しも均一に分布しているのではなく, 全然結晶をふくまない部

第 1 図 肺組織標本 (×300)



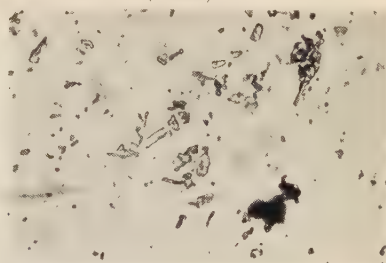
第 2 図 同左. 十字ニコル. 複屈折を示すのが滑石結晶 (×300)



第3図 滑石肺と正常肺の  
灰分の比較

Talc lung  
Dry wt. 6 g  
Ash 0.7 g

Normal lung  
Dry wt. 6 g  
Carbon &  
Ash 0.02 g

第4図 滑石肺中の滑石結晶  
( $\times 300$ )第5図 滑石肺中の滑石結晶の電子  
顕微鏡写真 ( $\times 4500$ )

分もみられる。これを偏光顕微鏡下に十字ニコルで観察すると、かなり高い複屈折を示し、多数ふくまれるのに驚かされる(第2図)。結晶の大きさは $0.004 \sim 0.016$  mmである。電子顕微鏡写真(第5図)よりも明かなように、これらの結晶片は、きわめて鮮明な自形輪廓を示し、肺の細胞と反応したあとが全くみとめられないのは注目すべき点であろう。

#### 4. 光学的性質

肺組織より滑石結晶を分離するには Sundius 及び Bygdoen の方法<sup>1)</sup>に

従つた。すなわち肺組織を5 mm 角の細片に切り、よく水で血液その他を滲出する。つぎに30% 過酸化水素を少しずつ加え、 $70^{\circ}\text{C}$  に熱し数時間放置する。すると有機物は全部過酸化水素にて破壊され、炭末及び結晶のみが下に沈下する。これを遠心分離器で沈澱させたものをとると、結晶が殆ど大部分を占める。

強く加熱することにより滑石中の結晶水が失われるおそれがあるため、肺を焼灼することは好しくない。この過酸化水素法によつて肺乾燥量6 gより0.7 gの灰分(大部分が結晶)が得られたが、一方正常の肺同量を同じ方法によつて灰化すると、僅かに0.02 gの炭末と思われるものが得られたにすぎない(第3図)。

この灰分を鏡下に検すると、大部分が結晶で、わずかの炭末をふくむにすぎない。

この結晶は長柱状または鱗片状で、巾は $0.001 \sim 0.004$  mm、長さ $0.004 \sim 0.016$  mmである。無色で長辺に平行な劈開がやや発達し、直消光をなし、正の伸長を示す。

屈折率はつぎのようである。

1) Sundius, N. and Bygdoen, A. : J. Indust. Hyg. Toxicol., **20**, 351, 1938.

$$\alpha = 1.540, \quad \gamma = 1.585, \quad \gamma - \alpha = 0.045$$

$\beta$  及び光軸角は結晶が微細なため、測定できなかった。この灰分中の結晶は、病理組織標本中の結晶と全く同一のものである（第4図）。

患者がかつて作業していたタルク工場で用いられた原鉱と同産地と考えられる、満洲大石橋聖水寺産の滑石を検すると、肉眼的にはややクリーム色をおびた蠟白色で脂肪光沢をもち、滑石特有の蠟様触感がいちじるしい。鏡下で検すると、すべて滑石のみよりなり、その形は長柱状または鱗片状で、長さ 0.02~0.09 mm、巾 0.008~0.02 mm で、ときにはこれらの結晶の放射状の集合体もみられる。屈折率は

$$\alpha = 1.540, \quad \gamma = 1.586.$$

やや大きな集合体について光軸角をはかると、負の一軸性干渉像を示す。これは光軸角のきわめて小さな結晶の微小片が重り合ったためと考えられる。おそらく  $2V(-) < 20^\circ$  位の光軸角と推定される。

Yoder<sup>1)</sup> は  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  系において純粋に  $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$  の組成をもつ滑石を合成しているが、その屈折率は

$$\alpha = 1.540, \quad \gamma = 1.575$$

である。

これらの光学的性質を表示すれば第1表のようになる。

第1表

	本資料	大石橋産滑石	合成滑石
$\alpha$	1.540	1.540	1.540
$\gamma$	1.585	1.586	1.575
$\gamma - \alpha$	0.045	0.046	0.035
$2V(-)$	—	0~20°	—

表に明かなように、本資料と大石橋産滑石の屈折率は、測定の誤差の範囲内で一致し、またその他の諸性質も全く同じである。したがってこの患者の肺より得られた結晶は、滑石であると決定することができる。ただ結晶の大きさが、大石橋産滑石よりいちじるしく小さいのは、肺に吸収されたものであるため、小さなもののみが通過したわけで、当然のところである。

Yoder の合成滑石に比べて、 $\gamma$  の値がやや高いのは、後述するように本滑石中には、少量の鉄が含有されているためと考えられる。なおこの試料にも、大石橋滑石中にも、滑石以外の鉱物は混在しなかった。

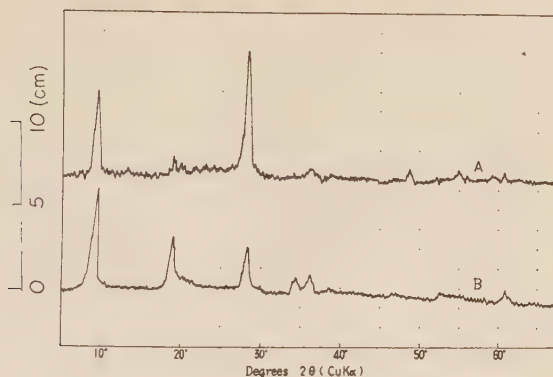
## 5. X線回折

上述の試料につきX線ガイガーフレックスによりその粉末X線回折像をとった。その撮影条件は Cu 対陰極による  $CuK\alpha$  (1.5418 Å) を用い、スキャンの速度は  $1^\circ/\text{min}$  である。この回折像を第6図Aに示し、これより計算によつてもとめた  $d(\text{\AA})$  と  $I$  (強度) とをつぎの第2表に示した。

第6図Bには Yoder による合成滑石の廻折像を示す。図にみるように、両者のビー

1) Yoder, H. S., Jr. : Amer. J. Sci. Bowen Vol., 569, 1952.

第6図 滑石の粉末X線回折像



クの強度はやや異つているが、その角度はよく一致し、これらの結晶が滑石であることを明かに示している。

## 6. 化学組成

ば除した肺組織の細片をバーナーで、比較的低い温度で焼灼し、黒色塊状の集合体を得た。これを微粉にしたのち、400°C に灼熱したところ、37.14% の減量をみ、淡灰色の灰分が得られた。これは上述した Sundius 及び Bygdoen 法による灰分と同じく、ほとんど炭末をふくまぬ結晶のみからなることがわかつた。したがつて 37% をこえる灼熱減量は大部分炭素と水分とである。

こうして得られた試料について、桂博士をわずらわして化学分析をおこなつた。これに

第 2[表

2θ	d	I
9°29'	9.3095	74
19° 3'	4.0508	23
28°44'	3.0263	100
36°18'	2.4748	8
48°44'	1.8685	8
54°54'	1.6723	4

第 3 表 人肺より得た滑石の化学組成 (分析者：桂敬)

Wt. %		Mol. Prop.	Atomic Ratio	
SiO <sub>2</sub>	55.01	917		
TiO <sub>2</sub>	0.00	—		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	9	Si	917
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85	18	Al	18
MnO	0.00 <sub>2</sub>	—	Fe	18
MgO	28.69	717	Mg	717
CaO	1.99	36	H	398
Na <sub>2</sub> O	0.63	10	O	2831
K <sub>2</sub> O	0.13	1		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6.30	44		
Ig. Loss	3.59	199		
Total			935.....4.00	
			735.....3.14	
			.....1.70	
			.....12.00	



第 4 表

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO <sub>2</sub>	55.01	60.20	61.83	60.02	59.85	63.5
TiO <sub>2</sub>	0.00	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	} 8.36	1.28	3.93	1.32	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.85		—	} 0.72	} 3.10	—
FeO	—	—	1.58			—
MnO	0.00 <sub>2</sub>	—	0.00	—	—	—
MgO	28.69	27.27	30.77	29.55	28.85	31.7
CaO	1.99	tr	0.25	—	0.86	—
Na <sub>2</sub> O	0.63	—	0.12	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0.13	—	0.13	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6.30	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0.08	—
Ig. Loss	3.59	4.33	4.70	5.00	5.12	4.8
Total	100.08 <sub>2</sub>	100.16	100.66	99.22	100.88	100.0

(1) 人肺よりの滑石

(2) 埼玉県秩父鉱山産滑石、不破、伊藤分析 (日本学術振興会報告 7, 545, 1930)

(3) 長崎県大串村滑石片岩中の滑石、瀬戸分析 (岩鉱 1, 234, 1929)

(4) 朝鮮咸鏡北道小華陽洞産滑石、水間分析 (朝鮮鉱業報告 7, 14, 1932)

(5) 群馬県産滑石 (吉木文平 鉱物工学, 1958)

(6) 滑石の理論的組成

は炭素多量に存在し、アルミナが少量のため、普通の珪酸塩分析法に特殊な操作を加えた。その結果を第3表に示し、第4表には我国及び朝鮮産の滑石の化学組成と比較した。

表にみるように、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含有量がきわめて高いこと、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と CaO 含有量がやや高いこと、これに反し SiO<sub>2</sub> と MgO 含有量がやや低く、灼熱減量が低いことが注目される。試料は灼熱されていたから、鉄はすべて Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として求められているが、その一部は FeO として存在したものである。またアルカリも他に比較すると高い。すなわち P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、CaO 及びアルカリの少くも一部は、肺組織中にふくまれていた有機物より由来したものと考えられ、滑石の本来の組成から除かなければならぬと思われる。

表において人体肺に由来すると思われる P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、CaO、アルカリを除き、また Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> の半分を不純物として除き、滑石の化学式を算出してみると、



となり、滑石の理論式  $\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$  とよく一致する。このうち H が少ないのは、多分灰分を 400°C より低い温度で加熱した際に、H<sub>2</sub>O が損失されたためであろう。また Mg がやや多くなっているのは、Mg に加えた Fe の中の一部が、血液に由来する Fe だつたものと思われる。

これらの点を考慮に入れると、この滑石の化学式は理論式と実によく一致するというであろう。

以上のべたことから明かなように、これらの滑石結晶が肺中に吸入された後も、その化学組成を全く変じないままであることは、さきにのべたように結晶の輪廓が全然侵蝕されていないことと考えあわせて、まことに興味あることといわねばならぬ。

## 7. 考 察

いままで知られた外国の滑石肺は純粋な滑石のみではなく、透角閃石、直閃石、石英などを含むことが多く、ときには滑石はこれらの鉱物の一部分にすぎないこともあり、また化学組成でも Mg が少なく、Al などが多くなっている。また滑石結晶には  $20\mu\sim 50\mu$  位の長さの両端の膨んだ亜鈴形のもがよく見られているようである。これに反しわれわれの例は以上のべたことから明かなように、純粋な結晶のみの吸入によつて生じた滑石肺である。心肺機能検査では、極く一部の機能がわずかに低下している点をのぞけば、殆ど異常がない。しかるに生検材料をみると肉眼的には粟粒大の結節を生じ、鏡下で検すると、ほとんど正常の肺胞がみとめられぬ程、吞食細胞の浸潤と肺胞壁の肥厚がみとめられ、吞食細胞には無数の滑石結晶がふくまれている。

また肺の灰分は肺の乾燥量の 10% 以上もあり、そのほとんどが滑石結晶である。このように無数の滑石が肺の中に含まれているにもかかわらず、心肺機能にはほとんど変化を示さないことは注目すべきことである。

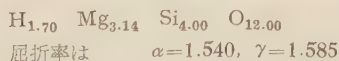
これは 1 つには現在の心肺機能検査法がかなり粗略なものであることが考えられるが、またこれらの滑石が単に吞食細胞に吞食されて肺中に存在するというだけで、その形状や組成からもわかるように、全然周囲の肺の細胞と反応をおこなっていないことによるのである。これに反し珪肺の場合には石英が、周囲と反応して有害な酸を形成するのであつて石英はまわりから溶解されているのである。一般に化学的にも岩石学的にも安定である石英が、人体中のきわめて弱酸によつて溶解されることは興味深い。

滑石は石英とちがつて、化学的にはきわめて安定で、肺とは何等反応しないことは注意せねばならない。また、滑石は単に吞食細胞に吞食されて肺中に存在するだけで、遊離珪酸の如く有害には働かないものと考えられる。

## 8. 結 論

約 1 年間滑石工場で働いた患者の心肺機能検査を行い、生検した。その肺は病理組織学的には粟粒大の結節がほとんど肺全部を占め、健康な部分にわずかししか認められなかつたにもかかわらず、心肺機能はほとんど正常で、わずかに肺拡散能力と肺小動脈抵抗が異常値を示したにすぎなかつた。これらの所見は、遊離珪酸により起つた珪肺の所見とは全く異なる。

摘出肺の病理組織標本を検査すると、無数の滑石結晶が存在することが確かめられた。これを肺より分離して光学的、X 線の、化学的な研究を行つたところその化学式は、



で、ほとんど純粋な滑石であることが明かにされた。

終りに滑石の化学分析の労をとられた東京工業大学桂敬博士、病理学的研究に御援助いただいた東北大学抗酸菌病研究所金淵一郎博士、同中村内科滝島任博士に深甚の感謝の意を表する。

~~~~~  
 評 論 雜 録  
 ~~~~~

## 珪肺症の鉱物学的諸問題

## Mineralogical problems on silicosis

古賀邦彦 (Kunihiko Koga)\*

鉱山に於ける特異な職業病として珪肺 (silicosis) の存在することは、我々岩石鉱物鉱床学を学ぶものにとり常識となつている。珪肺症とは、坑道や選鉱場に発生する微細な鉱物塵が吸気によつて肺に達し、こゝに繊維症を起す疾患であつて、喘息や肺癆の併発を起すものとして、近時非常なる注目を惹いている疾患である。

この病気が科学的に研究されるようになったのは、鉱山労働者が世に認められるようになった 20 世紀以後のことであつて、本邦に於いても現在珪肺問題と取り組む医者数は、相当の数にのぼつている。

しかるに、例えば珪肺を起す鉱物が何であるか、また鉱物の如何なる特質がこの病気の原因となるのか、或いはこれらが radioactivity とどのように結びつくだろうか云つた問題に関しては、我々鉱物学研究者の努力に俟つところが多い。

すでに 1949 年八木健三教授は、鉱山の坑道母岩の珪酸含有量の分析によつて統計医学に貢献し、また大森啓一教授も 1955 年に珪肺病巢の X 線回折による同定に尽力して珪肺病理学の一翼を担つた。筆者はこゝに、医師の著した珪肺病に関する論文の若干をまとめ、鉱物学的生理学の参考に供したい。

中村隆、赤池正次、中込泉氏等<sup>1)</sup>は「珪肺に関する研究」に於いて珪肺症の定義及び医学的歴史を述べ、珪肺が発塵性職業者の間に発生する職業病であり、この被害は生産的活動の最も盛んな鉱山、工場等に最も多いことを明かにした。この研究の調査範囲は主として東北地方の金属鉱山で、その岩石及び粉塵の珪酸含有量を八木健三教授の援助により分析している。

また同氏等<sup>2)</sup>は、「珪肺の疫学的研究」で、珪肺症を惹起せしめるものは遊離珪石であり、発塵作業場内で従業する者の吸入する塵埃の (1) 珪酸含有量、(2) 濃度、(3) 大きさ、(4) 就労期間の 4 つが最も大きな素因となることを述べ、坑内職員、鑿岩夫、運搬夫といった職業別の本症発生頻度、坑内勤務年数別頻度、年令別罹患状況等を報告した。

次に中込泉氏<sup>3)</sup>は「珪酸の生体に及ぼす影響に関する研究」で、珪酸定量の分析法を吟味し、比色定量法によつて塵埃及び母岩の珪酸含有量を決めた。

次いで中込泉、嶋原勇次郎、柳谷昌一氏等<sup>4)</sup>は、病因を石英と考えればその硬度及び

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室、現在は電々公社中央電力技術研究所勤務。

1) 中村隆、赤池正次、中込泉：東北医誌，**41** 別冊，鉱山医学特輯号，154~160，1949。

2) 中村隆、赤池正次、中込泉：東北医誌，**41** 別冊，鉱山医学特輯号，161~169，1949。

3) 中込泉：東北医誌，**45**，257~260，1951。

4) 中込泉、嶋原勇次郎、柳谷昌一：東北医誌，**46**，506~510，1952。

形による機械的作用が珪肺結節の起因となる（物理説）であろうが、非晶質のシリカゲル又は珪藻土によつても本症が起り得ることを述べ、病因の実体を把握するためにも、珪酸自体の特質を究明することが急務であると考えて、「珪酸の溶解度について」を実験した。

中村隆教授<sup>1)</sup>は珪肺発生の機構を想定し、珪肺発症が鉱山内の塵埃中の総珪酸量に密接に関係することから、珪酸特に遊離珪酸に対する本質究明の必要を説き、更に岩石中の総珪酸量と石英量との相異から分析方法に再考の余地あることを述べた。

次に阿部彰氏<sup>2)</sup>は「石英定量法」について研究し、珪肺発生の因となる鉱物として石英の他に石綿、絹雲母等の鉱物を挙げ、珪肺結節の原因物質を決定するためには、臓器中の石英定量が先ず必要であると述べて、石英定量法の二、三を紹介した。

また同氏<sup>3)</sup>は筆を改めて医師が使用する遊離珪酸 (free silica) の語について述べている。即ち初め珪肺の病因と考えられた石英が珪酸の結晶であるところから Haldane はこれを広義に結晶珪酸 (crystalline silica) と呼び、その後 Iötten 及び Arnoldi はこれに対して遊離結晶珪酸 (free crystalline silica) の語を与え、後病因の物理説が否定されるに及び、上記中から結晶の語を省いて現在の遊離珪酸 (free silica) と云う語が用いられるようになったと云っている。そしてその実体については石英 ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) 鱗珪石 ( $\alpha$ ,  $\beta_1$ ,  $\beta_2$ ) 方珪石 ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) の7種及び非品質無水珪酸、石英ガラス等を挙げている。化学分析上結合性珪酸に対して余剰の珪酸 (excess silica) を遊離 (free) と呼び、珪酸塩を構成する結合性珪酸に対して、遊離の状態にある珪酸を指して遊離珪酸と唱えたことを述べて、その定量に関する実験を試みた。

次いで柳谷昌一氏<sup>4)</sup>は「珪肺の分光化学的研究」を行い、人体に於ける各種無機物質の研究に分光分析法を応用した例をあげ、この方法を応用するについての長短を論じている。又同氏<sup>5)</sup>は肺内無機質に於ける微量元素に着目し、(1) 珪肺及び非珪肺に常に認められる8元素 Al, Ca, Cu, Fe, Mg, Na, P, Si, (2) は確実に存在する3元素 Mn, Pb, Zn, (3) 非珪肺ではなく珪肺にのみ認められる4元素 Ag, Cd, Mo, Ni, (4) 更に非珪肺より珪肺に著しく多かつたものとして Al, Si, Zn 等を定め、また微量成分について造岩鉱物組成と肺内無機質との間に関連性のあることを認めた。同氏<sup>6)</sup>は更に細倉鉱山に於いて浮遊塵埃及び堆積塵埃の組成は、鉱石よりむしろ母岩のそれに近いこと、珪肺中の Al, Si は母岩及び粉塵中の値に強い関連性のあること等を認めた。

別に中込泉、阿部彰、関川利弘氏等<sup>7)</sup>は珪肺組織の X 線回折法による研究を行っている。即ち肺内に於いて水和を受けた膠質次元の石英又はシリカゲルとして存在する珪酸の X 線回折を、大森啓一教授の援助により行つた。方法としては、珪肺試料を乾燥、炭化、灰化の手順によつて調製し、X 線 (FeK $\alpha$ ) により粉末写真撮影した。その結果

- 1) 中村隆：東北医誌，47 別冊，鉱山医学特輯号，22~24，1953.
- 2) 阿部彰：東北医誌，47 別冊，鉱山医学特輯号，90~97，1953.
- 3) 阿部彰：東北医誌，47 別冊，鉱山医学特輯号，98~100，1953.
- 4) 柳谷昌一：東北医誌，49 別冊，鉱山医学特輯号，387~388，1954.
- 5) 柳谷昌一：東北医誌，49 別冊，鉱山医学特輯号，393~396，1954.
- 6) 柳谷昌一：東北医誌，49 別冊，鉱山医学特輯号，397~400，1954.
- 7) 中込泉，阿部彰，関川利弘：東北医誌，53 別冊，鉱山医学特輯号，200~207，1956.



珪肺 14 例中に 11 例まで石英を認め、その他の珪肺例中に雲母族乃至は粘土鉱物と考えられる結晶性回折像の認められたものがあつたと述べている。

以上から明かな様に X 線回折、分光分析或いは化学分析の方法により幾多の問題が解決されたが、尚困難な問題が残存して我々鉱物学研究者の手を待っている。勿論生理学及び病理学についての知識なしには、この問題を究明することが不可能であることは言を俟たない。従つて鉱物学と生理学の Grenzgebiet を明かにしようとする大森啓一教授の提唱される生物学的鉱物学 (biomineralogy) が今後更に多くの問題を解決して珪肺絶滅の鍵となるのではあるまいか。

終りに終始御指導を賜つた大森啓一教授並びに東北医学雑誌を貸与された古賀良彦教授に謝意を表する。尚本研究に用いた費用の一部は文部省科学研究費によることを明記して謝意を表する。

## 新刊紹介

**Researches in Geochemistry** By Philip H. Abelson. 過去 10 年間に地球科学の研究が著るしく進歩し、1955 年には地球化学会 (Geochemical Society) が設立されるに至つた。ワシントンの地球物理学研究所では地球化学に関するセミナーを同研究所並びに Johns Hopkins 大学で 1957-1958 学年に開催した。この論文をまとめて、同所長 Abelson によつて出版されたのが本名著である。広く推薦する。

この内容は次の通りである。(1) Sedimentation on the Ocean floor. (2) Rates of geochemical reactions at low temperatures and pressures, (3) Geochemical indicators of marine and fresh-water sediments (4) Geochemical prospecting. (5) Geochemistry of organic substances. (6) Some chemical aspects of petroleum genesis. (7) Mineral assemblages of the Green River formation (8) Tritium in Hydrology and Meteorology, (9) Measurement and use of natural radiocarbon. (10) Geochronology. (11) The variations of the  $O^{18}/O^{16}$  ratio in nature and some geologic implications. (12) Isotopic fractionation of sulfur in geochemical processes. (13) The use of equilibrium calculations in finding the composition of a magmatic gas phase. (14) The chemical environment of ore deposition and the problem of low-temperature ore transport. (15) Sulfide systems as geologic thermometers. (16) Some aspects of the geochemistry of carbonates. (17) Diffraction effects of short-range ordering in layered sequences. (18) Hydrothermal investigations of amphiboles. (19) Reduction and oxidation in metamorphism. (20) Local equilibrium in metasomatic processes. (21) Activation analysis applied to geochemical problems. (22) Chondrites and the chemical composition of the Earth. (23) Equations of state and polymorphism at high pressures. (本文 511 頁, 1959 年, John Wiley 出版, \$ 12.00) [大森]

## 鉱物学及び結晶学

## 8290, モナズ石の比較研究 Molloy, M. W.

光学的, X線の及び 示差熱分析法によつて, 最近発見された New Jersey 州 Chester 産のモナズ石を他産地 9 カ所のモナズ石と比較研究した。先ず X 線廻折図をこれら 10 試料について指数付けし, 各 (hkl) 反射の範囲を決定した。モナズ石結晶の変質は DTA, X 線蛍光分析及び X 線廻折マイクロカメラに依つて明かにされる。光学的性質即ち光軸角, 複屈折, 変質, 稀土類元素の量, トリウム量間には規則正しい関係は見られなかつたが, 劈開面上に変質が認められた。尚 X 線蛍光分析によつて 稀土類元素を比較している。(Am. Min., **44**, 510~532, 1959) [大森]

## 8291, 蒸発残留岩鉱物の示差熱分析 Kopp, O. C., Kerr, P. F.

曩に筆者等が考案した示差熱分析の試料保持台即ち金属筒の中に同心円状のアランダム円筒を入れた装置を, 蒸発残留岩鉱物の実験に適当な様に改良し, 岩塩, 氷晶石, 硼酸塩 ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), kernite ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), 硝石, 曹達硝石, 灰硝石 ( $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ), 加里岩塩の DTA 曲線を求め, これら諸鉱物の熔融点, 吸熱及び発熱温度を定めた。(Am. Min., **44**, 674~679, 1959) [大森]

## 8292, 緑簾石の化学成分と格子恒数の関係 関陽太郎

笹栗 (福岡県) ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4.03%), 風布 (寄居町) (4.09) 産の clinozoisite 及び Hawleyville (U. S. A.) (8.88), 宝登

山 (皆野町) (14.03), Dauphine (スイス) (17.93) 産の pistacite について, 化学分析, 光学的性質の測定を行い, X 線粉末廻折データー及び格子恒数を求めた。 $a_0$ ,  $b_0$ ,  $c_0$  は  $\text{Fe}^{+3}/(\text{Al}+\text{Fe}^{+3})$  の増加と共に大となり, packing index は逆に小くなる。又, clinozoisite と zoisite—特に光軸面が (001) 面にある  $\beta$  zoisite—との識別は光学的には困難であるが, 両者の X 線粉末廻折データーを比較すれば夫々特長ある廻折ピークをあたえ, 両者の識別は容易である。(Am. Min., **44**, 720~730, 1959) [長谷川]

## 8293, ユークセン石からイットリウム及び稀土類の抽出 Shaw, V. H.

アリゾナ州 Kingman 産ユークセン石精鉱は次の化学成分をもつ。(RE) $_2\text{O}_3$  29.4, (Nb, Ta) $_2\text{O}_5$  45.8,  $\text{TiO}_2$  12.5,  $\text{SiO}_2$  3.5,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3.3,  $\text{U}_3\text{O}_8$  1.5,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1.0,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.8, CaO 0.4, Ig. Loss 1.6, その他 0.2 合計 100.0%。Y 及び稀土類元素の大部分は Y (52.4%) で, その他 Sm, Nd, Gd, Dy, Ce, Th, Er, 等を各々 10% 以下含む。試料粉末 2~3 ポンドを用いて, HF,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  + HF 処理によるユークセン石の溶解, 稀土類の抽出試験を行つた。試料 1 に対し, 60% HF 1.4 を加え, 100°F で 2.5 時間処理すると Y 及び稀土は 100% 回収される。この際 Y 及び稀土は弗化物となり不溶物として残り, Nb, Ta, Ti 等は溶液として除かれる。弗化物残渣には  $\text{H}_2\text{SO}_4$  を加え 400~500°F に加熱し, 可溶性の硫酸塩とし, 更に蓆酸塩とし, 最後にこれを灼熱して酸化物とする。試料を単に 3 倍量硫酸と共に 400~500°F,

4時間処理した場合には、完全に分解されないで稀土類等は 85% しか回収されない。試料 1 に対し  $\text{HF}0.2 + \text{H}_2\text{SO}_4 1.4$  の混酸を加え  $400^\circ\text{F}$  で 4 時間処理すると、Y 及び稀土は 100% 抽出される。(Bureau of Mines Rep. Invest. 5444, U.S. Dep. Int., 1~8, 1959) [長谷川]

## 8294, 霞石系固溶体 Donnay, G., Schairer, J. F.

霞石の一般化学式は  $\text{K}_x\text{Na}_y\text{Ca}_z\text{Al}_{x+y+2z}\text{Si}_{16-(x+y+2z)}\text{O}_{32}$  で与えられる ( $\square$  は欠落構造) が、この式は  $\text{Ne}-\text{CaAl}_2\text{O}_4$ ,  $\text{Ne}-\text{An}$ ,  $\text{Ne}-\text{Ab}$  及び  $\text{Ne}-\text{Kp}$  の四つの固溶体二成分系が存在していることで説明される。試料の化学分析を検討し、X 線実験を行って上記各系に於ける格子恒数及び単位格子体積の変化を求めた。先づ合成した純 Na 相霞石には高温型と低温型があつて前者は後者よりも  $c/a$  値が大である。次に  $\text{Ne}-\text{CaAl}_2\text{O}_4$  では  $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$  及び  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$  の二重置換が行われ、格子恒数は  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$  の増加と共に大となりその固溶限界は  $\text{CaAl}_2\text{O}_4$  mol 数  $z \approx 4.6$  にある。 $\text{Ne}-\text{An}$  系では  $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$  の置換が行われ、固溶限界は  $z \approx 1.33$ ,  $\text{Ne}-\text{Ab}$  系では  $\text{Na} \rightarrow \square$ ,  $\text{Al} \rightarrow \text{Si}$  の置換が行われ  $z \approx 1.0$  で固溶限界を示すが、何れの系でも試料は成分に関らず高温型格子恒数を示し Ca 及び  $\square$  に依る影響は見られない。 $\text{Ne}-\text{Kp}$  系では Kp の増加と共に格子恒数の直線的増大が見られるが  $z=2$  の変曲点を境に勾配を異にし、又、 $z < 0.25$  では高温-低温型転移が見られるが、 $z \approx 0.25$  では高温型構造のみが現われる。この事から著者は  $\text{Na}_{8-x}\text{K}_x\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$  の相に Subpotassic ( $0 < x < 0.25$ ), medio-potassic ( $0.25 < x < 2.00$ ) 及び per-potassic ( $2.00 < x < 4.73$ ) の準相を設け

ることを提案し、その構造的考察を行い、特に Monte Somma 産霞石を天然産 subpotassic 相の例として論じた。(Min. Mag., 32, 93~109, 1959) [関]

## 岩石学及び火山学

### 8295, Antrim 玄武岩についての 2,3 の観察 Walker, G. P. L.

北東アイルランド一帯には約 1500 平方哩にわたつて第三紀玄武岩類 (ソレーアイト岩系及びアルカリ岩系) が分布し、小規模の岩脈や岩床を伴っている。個々の熔岩の厚さは平均 22ft. 最も厚いものは 150ft. であり、横の広りは 6 哩に達するものがある。この地域で始めて複合熔岩流が発見された。上部は橄欖石玄武岩であり、下部はビクライト玄武岩である。この両者の境界は明瞭であるが、急冷相はなく、橄欖石の重力沈降によつて生じたと考えられる。玄武岩中に玄武岩ベグマタイトが生成されているのが認め

	1	2	3	4	5
$\text{SiO}_2$	40.71	39.26	45.67	42.6	45.7
$\text{TiO}_2$	2.38	1.25	0.76	0.67	1.3
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12.75	18.33	13.46	9.6	16.8
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6.29	6.12	1.33	2.4	1.8
$\text{FeO}$	5.55	1.97	8.65	10.0	9.2
$\text{MnO}$	0.29	0.32	0.18	0.16	0.15
$\text{MgO}$	9.77	7.24	16.30	22.8	9.6
$\text{CaO}$	18.56	15.58	9.74	5.7	10.5
$\text{Na}_2\text{O}$	1.71	3.26	1.53	1.2	2.5
$\text{K}_2\text{O}$	0.01	0.35	0.14	0.25	0.27
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.13	0.22	0.11	0.06	0.12
$\text{H}_2\text{O}^+$	1.78	4.55	0.87	4.0	1.4
$\text{H}_2\text{O}^-$	0.07	0.99	0.39	—	—
	100.01	99.86	99.54	99.4	99.3

1.  $\text{CO}_2$  0.15; 2.  $\text{CO}_2$  0.36, F tr., Cl 0.37,  $\text{SO}_4$  tr.; 3.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.31

1. 含方曹達石・チタン輝石ベグマタイト, 2. 方曹達石に富むエジリン輝石ベグマタイト, 3. ビクライト質玄武岩, 4. ビクライト玄武岩, 5. 複合熔岩流の橄欖石玄武岩相

られ、特に McIlroy's Port の複合熔岩流の下部相 (ビクライト質玄武岩) 中のものには方曹達石が含まれている。この鉱物はアイルランドでは最初の発見である。このベグマタイトは 2 inch 以下の不規則パッチ或は脈として存在し、最も優黒質のものはチタン輝石 70% 以上、方曹達石 10~20% を含み、少量の斜長石、磁鉄鉱、磷灰石、榧魔石を伴う。最も有色鉱物の少ないものはもエジリン輝石約 50% を含み、方曹達石、磁鉄鉱、磷灰石等を伴う。化学分析は表に示す。(Proc. Geol. assoc., 70, 179~205, 1959) [青木]

**8296, Islay, Cnoc Rhaonastjl の alkali dolerite boss** Walker, F., Patterson, E. M.

この alkali dolerite boss は Mull の約 80km 南の Islay にあり、大きさは 800×250m, NW 方向に伸長し、第三紀に貫入したものと考えられる。岩体を構成する岩石は次の 4 種が認められる 1) chilled dolerite, 2) leucodolerite, 3) teschenite, 4) syenite. chilled dolerite は岩体の NW 端においてのみ認められ、本源マグマの組成を示す (分析 I)。leucodolerite は岩体の主部を構成し、70~78% の長石と沸石を含み、有色鉱物は鉄に富んでいる。chilled dolerite との直接の関係は認められないが、本源マグマの分別晶出作用と Mg-榧魔石の重力分化が進んだ中期を示す (分析 II)。teschenite は深所で晶出作用が行われ分化の進んだマグマが貫入したものと考えられ、岩体の南側にある (分析 III)。syenite は vertical vein, patch, nest, schlieren として leucodolerite 或は teschenite 中にあり分化の晩期生成物である (分析 IV)。岩石の分析を (MgO),

(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 図に点示すると、これらの分化経路はアルカリ岩系のものとしては中期に鉄の濃集がやや著しく、Palisade diabase のものと同じ様な傾向を示している。

	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub>	44.68	49.28	47.85	55.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.99	21.07	15.48	20.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	1.80	2.90	2.21
FeO	9.23	6.27	9.69	2.02
MgO	12.48	3.09	4.15	1.09
CaO	9.46	9.64	9.26	2.37
Na <sub>2</sub> O	2.13	4.25	4.36	6.96
K <sub>2</sub> O	0.68	0.56	0.72	4.26
H <sub>2</sub> O+	1.26	1.52	1.76	3.45
H <sub>2</sub> O-	0.09	1.09	1.14	1.12
TiO <sub>2</sub>	0.96	1.11	1.94	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.46	0.08
MnO	0.21	0.13	0.17	0.05
CO <sub>2</sub>	nil	nil	tr	0.10
	100.11	99.87	99.88	99.70

(Min. Mag., 32, 140~152, 1959) [青木]

**8297, 花崗岩問題の最近の趨勢** Mehnert, K. R.

花崗岩に関する過去 10 年間の文献を検討した結果、此迄の多くの観察と学説とは互に相入れないのではなく、錯綜した花崗岩進化過程の異なる部分を述べている。そして如何にして此等の部分が互に区別せられるかが示されている。まづ過去 10 年間に行われた珪酸塩の実験的研究結果を総括する。合成花崗岩系 (石英、曹長石、カリ長石、水) から略 1/3 ずつの石英、曹長石、正長石を含む混合物が 640°C, P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>=4000 At. でとける。然し異なる成分のものも多い。造岩鉱物の生成温度試験から大部分の理想的花崗岩は 600°C 以上で生成せられた。大部分の花崗岩は上記系の最低熔融温度以下迄この段階が継承させられるが、この場合低温で再結晶するか或はカリ長石を生ずる様なアルカリ附加により高温構造は変化する



る。又低温段階が直接生ずる事もある。固体中のイオン拡散試験から地質学的次元の物質移動が、多分水の助けをかり拡散する事により起りうる。種々の岩石中のイオン拡散或は移動溶液によるアルカリの附加が長石作用を起す事は認められる(これら岩石は花崗岩様となる)。長石を生ずる。更に長石族の高温及び低温型が論ぜられている。数%の水を含む熔融実験から花崗岩成分物質は上記温度、圧力下で、粘土は  $700\sim 725^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}=2000\text{At.}$  でとける。両者は夫々弗化物,  $\text{NaCl}$  の附加で熔融温度が低下する。後者岩石の残存物の鈹物相は次の事を示す。ペグマタイト物質の選択的なアナテクティック熔融は比較的高い角閃岩相で開始する。実験とそれに対応する岩石学的研究は花崗岩生成は次の3つの仕方によることを示す。(1) 温度降下により熔融体から、(2) 温度上昇によつてアナテクティック熔融物の選択的可能性を通して、(3) 化学成分の変化による変交代作用(長石化作用等)を通して。此等3者の実例は認められ、屢々2者或は3者の結合を示している。花崗岩の地球化学的進化及び特にアルカリ平衡が議論される。アルカリ化作用及び脱アルカリ化作用のゾーンが区別せられる。アルカリの附加及減少がシアル内で均衡していると言う假定がなされている。此等のアルカリの移動は岩石熔融物、溶液中の水の含量と密接な結合をもっている。アルカリ-水の平衡中の些細な変化は花崗岩の進化にとつて重要である。最後に花崗岩の進化が空間-時間図表に総括されている。(Fortschr. Min., 37, 117~206, 1959) [千藤]

#### 8298, 中部 Sierra Leone の蛇紋岩 Marmo, V.

中部 Sierra Leone は広く花崗岩類及

び片麻岩類から成る。その中央部を南北に走る Kangari 丘陵及び Sula 山脈は主に透角閃石片岩、角閃岩、珪岩、雲母片岩等から成る片岩帯で、蛇紋岩は不規則な岩体(延長約 30 km)及び小レンズ状として夫々片岩帯及び花崗岩中に発達する。蛇紋岩の主要鈹物組成は次のものがある。(1) 橄欖石、蛇紋石、透角閃石、(2) 橄欖石、(緑泥石)、透角閃石、(3) 橄欖石、透角閃石、(4) 蛇紋石、透角閃石、(5) (緑泥石)、透角閃石。(1)~(5) 何れも滑石を含み、その或ものは方解石、苦灰石等を含む。蛇紋石は主にアンチゴライトでクリソタイルは橄欖石、アンチゴライトから二次的に生じている。著者は此等岩石の記載、産状、鈹物成分、化学成分、Yorder 並びに Roy 及び Roy の  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , Bowen 及び Tuttle の  $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  の実験結果等から此等の蛇紋岩の成因を議論している。即ち Kangari 丘陵地域の蛇紋岩は橄欖石とアンチゴライトとの同時晶出の結果生成した。本岩は橄欖石の蛇紋石化作用によるのでもなく、又既存の白雲岩質石灰岩或は苔上質堆積岩の蛇紋岩化作用によつても説明されない。本岩類の生成は熱水条件の支配する環境下で超塩基性質の噴出或は貫入に帰されるが、本岩類の Kangari 地向斜中の位置及び周囲岩石との接触関係からは噴出性のものであろう。(Comptes Rendus Soc. Geol. Finlande, 30, 1~30, 1958)[千藤]

#### 8299, Ghana, Dahomeyan に於ける交代岩脈 Burke, K.

Ghana に於ける塩基性片麻岩は多数の白色岩脈によつて貫かれており、之の岩脈中には片麻岩状構造を示す鈹物縞が存在する事から、その生成が交代作用に依るものと思われる。岩脈は数百年方哩の

面積りわたり岩石の 10% を占めている。片麻岩状構造を破壊する事なく非常に大量の物質が塩基性岩中に運ばれたものと思われる。塩基性岩に粗粒角閃石—斜長石 ( $An_{35}$ )—柱石—柎榴石岩と斜長石—角閃石岩とが 1/4 吋の厚さで縞状を為しており、之を切る白色岩脈は普通の片麻岩と同成分の斜長石、柱石、角閃石、柎榴石より成る岩石である。之が母岩と異なる点は遙に多量の白色鉍物を含む点である。白色脈は最も厚いもので約 3 フィート、薄いもので数分の 1 吋である。白色脈の著しい特徴は角閃石 (最大 3 吋) に依る片麻岩状の縞が見られることで之の角閃石の量は片麻岩よりも遙に少い。白色脈と母岩中の鉍物との比較から、塩基性片麻岩の鉍物組合せを作つたと同様な PT 条件下で片麻岩の結晶作用より僅かに遅れて白色脈が形成された。(Geol. Mag., 96, 353~360, 1959) [植田]

### 8300, 東南 Queensland 産含橄欖石ホルンフェルス Phillips, E. R.

斑輝岩に伴う含橄欖石岩が玄武岩であるものと、Ca, Mg, Fe 等の塩基性元素の大規模な交代作用に依つて堆積岩から生成されたものであるとか、或は熔岩又は塩基性侵入岩の接触変質したものであると云う従来の説に対する著者の反論として 1) 斑輝岩がホルンフェルスと明瞭な境界を有し、ホルンフェルスと堆積岩とが漸移する。2) 斑輝岩に急冷周辺部が普通に見られる。3) 斑輝岩に縞が見られないがホルンフェルスには之が存在し、之の縞は明に堆積の層理に起因するものである。4) 之の地域には早期の玄武岩は存在しない。5) 含橄欖石ホルンフェルスは珪質粘土岩と同様な化学組成を示し、含石英斑輝岩のそれとは異なる等の事実を挙げ、本地域の含橄欖石ホルン

フェルスは僅かに広域変成作用を受けた比較的多量の  $MgO$  と  $FeO+Fe_2O_3$  を持つ珪質粘土岩が斑輝岩に依つて接触変成作用を受けて生成したもので、堆積岩は殆ど等化学変化でホルンフェルスを生じ  $Mg$  のみが堆積岩からホルンフェルス側に移動した事を示すと結論している。(Geol. Mag., 96, 377~384, 1959) [植田]

## 金属鉍床学

### 8301, Vermont, Elizabeth 鉍山の地質構造と変質 Howard, P. F.

当地域の地質は雲母片岩、雲母質珪岩、柎榴石片岩、角閃岩、石灰岩、石灰質雲母片岩、珪岩質雲母片岩 (オルドビスアン紀) よりなり、鉍床は上記雲母片岩と角閃岩中に整合的に胚胎する硫化鉍々床である、大規模な構造としては Green Mountain 背斜構造、Stanford フォーム等であるが、鉍床は特に Gile Mountain 層中の片岩と角閃岩のクリスマス・ツリー状褶曲に支配されており、且、両岩石の接触部に集中的に胚胎している。恐らく中〜後期デボン紀の構造運動時に形成された侵透帯中に鉍液の導入が営まれたものであり、従つて当鉍床は、その大部分が角閃岩、片岩接触部の褶曲破砕帯に支配されているものである。(Econ. Geol., 54, 1214~1249, 1959) [阿部宏]

### 8302, 地質温度計としての $Ag_2S$ , $Ag_2Se$ の遷移 Roy, B., Majumdar, A. J., Hulbe, C. W.

加圧示差熱分析装置によつて輝銀鉍—硫銀鉍 ( $Ag_2S$ )、セレン銀鉍 ( $Ag_2Se$ ) の遷移温度を測定した結果、1 気圧下で  $Ag_2Se$  は  $128^\circ C$ 、 $Ag_2S$  は  $176^\circ C$  で夫々遷移し、1,156~1,225 気圧下では前者

は 136°C, 後者は 181°C を示し, 両者とも約 10° 以下の温度差が認められる。又,  $\text{Ag}_2\text{S}$ ,  $\text{Ag}_2\text{Se}$  の転移に於ける thermodynamic parameter は下記のものである。

	$\frac{dp}{dT}$ (atm/°)	T(°K)	$\frac{\Delta V}{cc/mole}$	$\frac{\Delta H_{tr}}{cals/mole}$
$\text{Ag}_2\text{S}$	$\frac{1,224}{5}$	449	1.57 (176°C)	$1,524 \pm 420$
$\text{Ag}_2\text{Se}$	$\frac{1,115}{8}$	401	1.23 (123°C)	$1,678 \pm 230$

上記によつて明かなように 鈳石鈳物中に輝銀鈳或はセレン銀鈳鈳が存在する場合はその最低生成温度はそれぞれ 180°C, 130°C と規定する事が可能である。また、遷移に際して  $\text{Ag}_2\text{S}$ ,  $\text{Ag}_2\text{Se}$  のイオン配列の変化の原因は明かではないが,  $\text{AgI}$  の遷移 (146°C) に於けるように  $\text{Ag}^+$  イオンの部分的な randomization に基づくものと考えられる。(Econ. Geol., 54, 1278~1280, 1959) [阿部宏]

### 8303, Peru, Toquepala の地質 Richard, K., and Courtwright, J. H.

附近は Andean batholith の閃緑岩質岩枝に貫入された中生代及び第三紀の火山岩類と、区域の北方でこれ等を不整合に覆う plio-pleistocene の火成碎屑岩類と、更に南西部でこれを覆う pleiocene の地層からなる。鈳床は上記閃緑岩と、これに貫入された火山岩類の中に胚胎する斑状銅鈳床で、鈳化帯の中心部には大きな径 500m を超える breccia pipe があり、更にこれを石英安山斑岩が貫入している。鈳床は芽状を呈し、下部では上昇熱水による黄銅鈳が主であるが、上部では輝銅鈳よりなる横に拡がった二次富化帯を形成している。この breccia は ore breccia 及び pebble breccia の2つに大別される。ore breccia は角礫片からなり、石基は石英、電気石、硫化鈳物よ

りなる。pebble breccia は石基は鈳染状に鈳化作用を受けた砂質泥岩様のもので、この様な岩粉石基中に固い pebble を有する。ore breccia はその周囲の岩石と対応して同じ fragment よりなるが、中心部ではその種類が不均質となる。これはガスの爆裂により生じたと考えられる。pebble breccia は水又はガスの活潑な循環により磨砕されたと思われる。この鈳床の変質作用は一般的な斑状銅鈳々床の場合と異り、鈳体より僅かに大きいだけで規模が小さい。変質帯の大部分は強い変質作用を受けて石英、絹雲母、粘土を生じ、変質作用の強い所では硫化鈳物特に黄銅鈳に富む。弱変質帯は上記各 breccia よりはなれた所に存在する。火成岩中では閃緑岩が最も強く変質され、石英安山斑岩では粘土を生ずるだけである。本鈳床は普通の斑状銅鈳々床よりも、鈳化―変質作用は複雑で、始めに少量の硫化鈳物を伴う多量の石英、電気石の生成があり、更に少量の電気石を伴う硫化鈳物の生成をみ、これを石英安山斑岩が貫入し、その後 brecciation とその貫入があつた。更にそれに続いて爆裂による vent とを生じ、石英安山岩質集塊岩がこれを充している。鈳床上部は二次富化輝銅鈳帯を生じ、その上部は溶脱帯となつてゐるが、この富化作用には所謂 Pueva Surface が重要な役割を演じたと思われる。(AIME, Mining, 211, 262~266, 1958) [鈴木]

### 8304, Norway 産方鉛鈳中の Te の成因について Oftedal, I.

Te は稀有元素で一般に普通の鈳物中には極めて僅か含まれる事があるだけである。或る種の金鈳床に伴つて産する事はあるが、テルル化物はそれ自体一般に産出は稀な鈳物である。その他磁硫鉄鈳



一硫鉄ニツケル鉍 或いは銅鉍中に伴われる。又方鉛鉍に多量含まれる事がある。Norway 各地にわたる各種鉍床から集められた方鉛鉍 40 ケについて、分光分析法により Te を求め、又既発表の同一試料についての Tl, Bi, Sb と比較した。種々の熱水鉍床と Oslo Region の接触鉍床からの方鉛鉍には、200 p. p. m. 又はそれ以上の Te を含むものと、Te に乏しいものの両者が存在する。しかし相対的に接触鉍床のものでは 10 p. p. m. 以下のものが甚だしく、熱水鉍床では逆に主になり、平均して前者は Te に富む。100 p. p. m. 又はそれ以上の Te を含む方鉛鉍は殆ど常に octahedral cleavage を呈し、且 Bi に富むものに見られる。Tl は Te と共に増大する傾向があるが、それはむしろ Tl-Bi の共生関係により、Bi に富むものに多い。Te と Sb は逆比例をなす傾向を示すが、これも実際は Sb と Bi との間に存在する関係による。

一般に Te に富むものは Bi 及び Tl にも富み、Te に富む方鉛鉍は接触鉍床中のものに多く、又或る種の高温鉍床の如く Bi 及び Ag に富むものがある事等より、Te に富む方鉛鉍は高温の熱水又は気成作用により生成されたものである。以上の他二、三の硫化鉍物についても Te に富むものが認められた。(Norsk geol. tidsskr. 39, 75~79, 1959) [鈴木]

## 石油 鉍 床 学

### 8305, 重鉍物分析の解釈について

Andel, T. H., VAN

重鉍物による対比は、一般に効果的でないため、1940 年以降は重鉍物分析に関する研究がすすんできている。然し、近年、石油の起原、移動を探究する上で、

広域的な古地理学的、全堆積盆地に亘るような研究に興味が増大し、この分野の研究に於ては、堆積物の軽、重鉍物分布を知ることが大いに有用であると認められる。合衆国における重鉍物分析の研究が効果的でないのは、局地的な試料による研究が多いためであり、広域的重鉍物分析研究では最近の Sarkissian (1949, 1958), Fuechtbaben (1953, 1958) 等のように成功的である。重鉍物分析に当つては、sampling と分析方法による誤差を抜きにすれば、次の 4 つの factor が鉍物組合を支配する。1) 風化、1) 磨耗、3) 撰択的淘汰作用、4) 堆積後の溶解作用である。このうち 3) と 4) が最も重要であるが、併しそれも従来考えられていた程ではない。例へば、3) の場合、確かに粗粒、細粒によりその鉍物組成は異なることが多く、それは供給地域の相違によらないで、もともとの組成の sorting の結果である。故に堆積物の堆積盆に於ける位置についての知識を必要とする。併し一般には、堆積物が off-shore か、beach かなどということは明瞭なことが多く、また実際上では、ある一つの環境を限つた堆積物は著しく均一なことが知られている。4) の場合、Pettijhon (1957) は時代の古い堆積物程不安定鉍物が減少し、これは intrastatal solution によるものとしているが、寧ろ Krynine (1942) の言う如く、tectonic control による方が重要で、不安定鉍物は postgeosynclinal なものに特徴的なのである。Pettijhon の説は、アメリカの研究が特定の時代、場所に関するものが圧倒的に多数であること、即ち postorogenic deposits の研究が殆どないことに起因している。結論として活潑な削剝作用が行われ、急速な堆積を行う盆地では、上述のすべての factor を無



視することが出来、重鈹物組成は直接、供給地域の岩質を反映する。(Jour. Sed. Petrol., 29, 153~163, 1959) [田口]

### 8306, スプリンガー砂岩 (油槽) の堆積作用 J. Lynn

オクラホマ南部, Springer 油田に発達する Springer 砂岩 (ミシシッピアン—ペンシルヴァニア) は同一層準の砂岩であり乍ら、油槽岩となつるものと、油槽岩とならない、油田から数哩離れた処に露出するものとは、種々の点で岩質を異にする。これはこの砂岩の堆積当時に、形成されつゝあつた局地的な構造支配によるもので、油槽岩に好適な砂岩は、良好な sorting をもち、海緑石、底棲動物化石を含有しており、正規の open sea の酸化、pH 環境にあつたもので、恐らく萌芽の上昇を示す地形的高所の処に沈積したものと思われる。油槽岩となつていない砂岩は、これと対照的に、sorting は悪く、菱鈹鈹が豊富で底棲動物化石がなく、油母岩を伴なっている。これは恐らく多少停水的条件下に沈積したものであろう。石油の集積は、全体的には堆積後の二次的構造の高処に存在するが、上述の砂岩発達条件に密接に関係しており、相互にすぐれた油槽岩、石油母岩を相伴う原因となつた local sedimentation がこの地域の油田形成の主因と言える。上述のことから明かなように、Springer 油田は真の stratigraphic-structural 組合せ集積の例と言える。(Bull. Amer. Assoc. Petrol.

Geol., 43, 2575~2591, 1959) [田口]

### 8307, 海浜礫と河川礫 Lenk-Chevitch, P.

礫岩に於いて礫の生成の知識はしばしば必要となるもので、層位学的、古地形学的或いは応用地質学に重要な問題である。筆者は礫を海や大きい湖によつて形成されたものを“beach pebbles” 河川や流れによつて形成された礫を“stream pebble”としてこの2つの型について吟味した。左右対称 (礫の断面) の礫に於いては礫の頂点 (apex) を結ぶ線は礫を二等分する線となりこの頂点を結ぶ線は“Apical line”と称し、一方頂点を境として2つの曲線から等距離の線を“Bisector”と称し、この左右対称の礫は“Apical line”と“Bisector”は同一線となる。海浜礫に於ては“Apical line”と“Bisector”は同一線にならず“Bisector”は2つの頂点より各々別々の方向になるのでその交点のなす角は常に $180^\circ$ より小さい値をもつ。流れ、河川による stream pebble は“Apical line”の両側に“Bisector”が存在するので礫断面内で2つの“Bisector”の交点は求められない。又海浜礫は礫の構造線と Apical line は平行的になることが多いが、河川礫は構造線と Apical line は斜交するものが多い。筆者はこの方法で Malaya の東西海岸の礫、Perak の Kinta Valley の河川礫、Kinta 川の礫の分析を試みた。(Jour. Geol., 67, 130~108, 1959) [阿部]

**会費納入の件** 本年度会費 500 円を本会（振替仙台 8825 番）宛至急お納め下さい。  
未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

**投稿規定** 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし、原稿用紙に当用漢字を用いて横書、図及び表を含め、刷上りで7頁（7.5 ポイント活字）以内にとどまるようにする。**7 頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。**
2. 英文原稿の場合には和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚 原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮尺するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと（著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年）。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

**本誌抄録欄担当者（五十音順）**

青木謙一郎	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫	牛島 信義
大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	千藤 忠昌	田口 一雄	竹内 常彦
長谷川修三				

昭和 35 年 3 月 20 日 印刷		昭和 35 年 4 月 1 日 発行	
発行所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台 ③ 5111（内線 311）〕	入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
編集兼発行者	大 森 啓 一	会費払込先	同 上〔振替仙台 8825 番〕
印刷所	仙台市堤通 27 〔電話 ③ 2027〕 笹気出版印刷株式会社	本 会 会 費	一カ年分 500 円（前納）
印刷者	笹 気 幸 助	本 誌 定 価	一 部 150 円（会員外）
			© 1960

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

- Petrological studies of the Cenozoic basaltic rocks from the western San-in district (I) ..... Y. Ōji
- Noritization and hyperitization accompanied with biotite migmatite, at the mid-stream of Horoman river in southern Hidaka metamorphic terrain (I) ..... H. Asai
- The zonal structure of the porphyritic plagioclases in the dacitic contaminated rocks from Shiroishi, with special reference to their origin ..... K. Oide
- Distribution of organic constituents in the shelf sediments off Yamagata Prefecture ..... I. Shimada
- On the talc crystals obtained from a talc pneumoconiosis lung ..... K. Yagi and K. Konno
- Editorials and Reviews.
- Mineralogical problems on silicosis ..... K. Koga
- Notes and News.
- Announcements from the Association, etc.
- Book reviews.
- Researches in Geochemistry By Philip H. Abelson.
- Abstracts:
- Mineralogy and crystallography.* Comparative study of ten monazites. etc.
- Petrology and volcanology.* Some observations on the Antrim basalts and associated dolerite intrusions, etc.
- Sci. of metallic deposits.* Structure and rock alteration at the Elizabeth mine, Vermont, etc.
- Sci. of petroleum deposits.* Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses, etc.
- 

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan